

С. Ю. Беляев

ТЕКТОНИКА ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

(ВОСТОЧНЫЙ
КАЗАХСТАН)

НОВОСИБИРСК 1985

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

**Труды Института геологии и геофизики
В ы п у с к 650**

С. Ю. Беляев

**ТЕКТОНИКА
ЧАРСКОЙ ЗОНЫ
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)**

НОВОСИБИРСК 1985

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР. 1985. 117 с.

На основе материалов детального картирования описывается геологическое строение центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы - Чарской зоны. Охарактеризованы состав и строение выделенных формаций, особое внимание уделено олистостромам и серпентинитовому меланжу. Формации объединены в структурные элементы, выполняющие покровную структуру. Выделена зона, являющаяся корневой для нижнего аллохтона. Зона подобного строения прослежена в пределах западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. На основе полученных материалов восстановлена история формирования современной структуры Чарской зоны.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов и тектонистов, занимающихся изучением древних складчатых областей, в которых распространены тектонические покровы, фрагменты офиолитовой ассоциации.

Ответственный редактор

д-р геол.-мин.наук Ч.Б.Борукаев

Рецензенты:

канд.геол.-мин.наук П.П.Кузнецов (ИГиГ СО АН СССР),

канд.геол.-мин.наук А.М.Боровиков (НГУ)

В последние годы пристальное внимание геологов привлекают зоны чрезвычайно сложного строения, в состав которых входят офиолитовые ассоциации. Такие зоны детально изучены в Альпийском и Тихоокеанском поясах, где офиолиты параллелизуются с образованиями океанской коры. Структурная позиция и природа гипербазитов в палеозойских областях мозаичного строения пока менее ясна.

Чарская зона, расположенная в осевой части Обь-Зайсанской складчатой системы, изучается уже более полувека. Интерпретации её структуры многочисленны и противоречивы. Некоторые геологи считают её сравнительно просто построенным антиклинальным поднятием, другие – сложной системой тектонических покровов.

С.Ю.Беляев, автор предлагаемой вниманию читателей монографии, провёл детальные исследования узловых участков Чарской зоны и пришел к выводу о широком распространении в её пределах тектонических покровов, меланжа, олистостромовых толщ. Всё это говорит о ведущей роли тангенциального сжатия в формировании структуры зоны. В монографии приводятся многочисленные факты, вплоть до зарисовок и описаний отдельных обнажений, с целью доказательства справедливости вывода.

Иногда эти факты вступают в противоречие с авторской интерпретацией. Совмещение в узкой полосе чрезвычайно разнородных фаций указывает на большую ширину и сложное строение бассейна на этапе седиментации. С.Ю.Беляев настаивает на его троговом характере и фактически ограничивает размерами "корневой зоны" покровов. Вероятно, более правильны интерпретации некоторых других геологов /Ковалёв, Корякин, 1975; Добрецов и др., 1978; Ротарал и др., 1982/, сопоставляющих обстановки палеозойского осадочно-накопления в этой области с океанскими.

Думаю, что читатель сам оценит достоверность интерпретаций. Главное же заключается в том, что С.Ю.Беляев дал детальное описание Чарской зоны – одного из интереснейших объектов палеозойца Центральной Азии. Поэтому можно надеяться, что книга представит интерес для геологов, работающих в районах сложной покровно-надвиговой структуры и занимающихся общими проблемами тектоники.

Ч.Б.Борукаев

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы обострился интерес геологов к зонам, подобным центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы. Здесь широко развиты покровные и чешуйчатые структуры, наблюдаются отдельные фрагменты разреза офиолитовой ассоциации. По существующим представлениям, разобщенные фрагменты офиолитовой ассоциации могут являться реликтами океанической коры, занявшими современное положение в процессе тектонического скупивания /Лейве, 1969; Лейве и др., 1971; Книппер, 1971, 1973 и др./. Индикаторами подобных структур служат олистостромы и серпентинитовый меланж, которые также широко распространены в описываемом регионе /Полянский, 1978; Ротараш, Гредюшко и др., 1974; Полянский и др., 1979/. Чарская зона входит в состав герцинид, разделяющих каледонские сооружения Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области.

В свете перечисленных обстоятельств изучение современной структуры Чарской зоны (выделение формаций, группирование их в структурные элементы и определение взаимоотношений структурных элементов между собой), установление истории её формирования, а также установление положения в структуре олистостром и серпентинитового меланжа, несомненно, имеет важное значение /Хаин, 1977/. Некоторые формации, распространенные в центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы, перспективны на рудные полезные ископаемые: терригенная, кремнистая и кремнисто-карбонатная - на марганец, ультрабазитовая - на хромиты. Поэтому работа, посвященная выяснению положения формаций в современной структуре, имеет и большое практическое значение.

Изучением состава толщ, слагающих Чарскую зону, выявлением их стратиграфической последовательности, описанием складчатых и разрывных нарушений занимался ряд исследователей. Но, несмотря на большое количество работ, посвященных центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы, многие вопросы остаются дис-

кусионными. К их числу, в частности, относятся особенности структурного положения и взаимоотношения друг с другом разновозрастных комплексов пород; объединение формаций в структурные элементы; многоэтапная история развития региона.

Целью автора являлось изучение геологического строения Чарской зоны, её соотношений с вмещающими образованиями и выяснение истории формирования современной структуры центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы.

Это достигалось путем последовательного решения следующих задач:

1. Геологическое картирование узловых участков структуры Чарской зоны на основе формационного анализа.
2. Переход к элементарным структурным единицам – покровам и чешуям на основе анализа состава и внутреннего строения формаций.
3. Группирование покровов и чешуй в крупные структурные элементы (нижний аллохтон, межпокровный олистостромовый комплекс, верхний аллохтон).
4. Выяснение состава и структурного положения в Чарской зоне олистостром и серпентинитового меланжа.
5. Выяснение положения Чарской зоны в структуре Урало-Монгольского складчатого пояса.
6. Разработка схемы стадийности формирования современной структуры Чарской зоны, наиболее полно объясняющей особенности её строения.

Специфичность строения центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы требовала существенного повышения детальности исследований. Так как почти полностью отсутствуют стратиграфические границы между толщами разной литологии и возраста, при полевых исследованиях особое внимание обращалось на картирование зон интенсивных дислокаций, повышенного динамометаморфизма, катаклаза, тектонического брекчирования. Обычно именно такие зоны маркируют тектонические границы, разделяющие формации. Тщательно изучались особенности состава толщ, мощность полос тектонитов вдоль сместителей тектонических нарушений, положение сместителей в пространстве, поведение слоистости в обоих крыльях разломов.

Элементарной единицей для картирования была выбрана ф о р м а ц и я. Использовать существующие свиты оказалось невозможным. Свиты, выделявшиеся предыдущими исследователями, не просле-

живались на площади, часто пересекались. В состав свит при всех вариантах стратиграфического расчленения отложений центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы включались фрагменты разрезов различных по составу и возрасту толщ, совмещенных позднее тектонически. Фактически под свитами подразумевались крупные геологические тела определенного состава и структуры, т.е. формации. Именно поэтому некоторые исследователи, например М.В. Муратов и В.И. Славин /1953/ называли свиты не по географическому признаку, а по вещественному.

В предлагаемой работе главным для выделяемых формаций является вещественный признак. Этот признак отражен и в названии формаций.

Многие из использованных в работе терминов являются общепринятыми, понимание автором других терминов подробно излагается в соответствующих разделах работы. Однако некоторые из них целесообразно объяснить, для того чтобы в дальнейшем не возникало разночтений и неясностей.

Тектонический покров /Иностранцев, 1914/ - структурные перекрытия, развитые на громадных расстояниях и покрывающие десятки и даже сотни квадратных километров. Подобные определения дают С.В. Руженцев /1971/ и Г.Д. Ажгирей /1977/, который различает два типа шарьяжей, или тектонических покровов. Первый тип образуется при движении или разрыве крыльев лежащих складок. Второй - возникает при межслоевом скольжении или при выкальвании и пологом перемещении пластин, не согласующихся с формами складок. В Чарской зоне наблюдаются тектонические покровы второго типа. Во многих случаях они почти нацело уничтожены эрозией, сохранились останцы тектонического покрова /Иностранцев, 1914/. В тектоническом покрове выделяется корневая зона /Иностранцев, 1914/ - зона, из которой он был выжат. По М.П. Биллингсу /1949/, зона корней покрова - обнажения покрова вблизи места его возникновения. В процессе движения тектонические покровы расщепляются на ряд частных /Моисеев, 1939/.

Окна тектонического покрова /Иностранцев, 1914/ - участки его размыва. По В.С. Буртману /1973/ - окно, полуокно эрозионное - отверстия в тектонической пластине, в которых видны тектонические пластины или автохтон. Окно - замкнутое отверстие, полуокно - незамкнутое. Обычно окна имеют вторичное происхождение, но могут быть и первичными.

Покровная структура - особая форма складчатой структуры, в которой надвиги принимают вид тектонического покрова. Она представляет собой неправильную тектоническую переслаиваемость различных складчатых комплексов, ограниченных сверху и снизу поверхностями надвигов /Тетяев, 1934/.

Межпокровный олистостромовый комплекс - толща олистостромовых образований, отложившаяся из материала разрушающейся фронтальной части верхнего пакета тектонических покровов и залегающая с размывом на нижнем пакете (нижнем аллохтоне). Его появление означает начало нового этапа покровообразования.

Автор признателен всем, кто содействовал написанию этой работы, прежде всего чл.-корр. АН СССР К.В.Боголепову и д-р геол.-мин.наук Ч.Б.Борукаеву, оказывавшим постоянное внимание работе, сотрудникам ИГиГ СО АН СССР А.К.Башарину, Н.А.Берзину, О.А.Вотаху, П.П.Кузнецову, Б.М.Чикову, с которыми неоднократно обсуждались спорные вопросы, а также М.Б.Лимоновой и М.А.Чиковой, принявшим участие в оформлении книги.

Г л а в а I

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

Систематическое и целенаправленное изучение геологии центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы проводится уже с начала века. За этот период накоплен громадный фактический материал, а в настоящее время наблюдается интенсификация работ в этом регионе.

Исследования в интересующем нас тектоническом аспекте проводились по трем направлениям.

Одна группа исследователей считает, что центральная часть Иртыш-Зайсанской области имеет сравнительно простое антиклинорное строение. Здесь наблюдается чередование амиклиналильных и синклиналильных складок, существенно нарушенных вертикальными разломами. В формировании структуры решающая роль принадлежит вертикальным тектоническим движениям.

Первыми работами, посвященными геологии интересующего нас региона, являются описания Калбинской или Калба-Нарымской зон В.А.Обручевым /1912/, Н.Н.Падуровым /1926/ и др. Этими исследователями было выяснено, что в геологическом строении региона участвуют образования девонского и каменноугольного возраста. Преобладающим стилем тектоники считалось чередование антиклинорных и синклинозных структур и вертикальных разломов. В этом ярко выражена точка зрения В.А.Обручева о сбросовом происхождении Алтая и Калбы.

Более подробно геологическое строение центральной части Иртыш-Зайсанской системы изучалось в 50-х годах.

По М.В.Муратову и В.И.Славину /1953/, центральная часть Иртыш-Зайсанской системы представляет собой антиклинорий (Чарский), в ядре которого обнажены наиболее древние в этом регионе отложения (силурийские и девонские). Хотя контакты стратиграфических подразделений, этими исследователями не наблюдались, ими принята нормальная стратиграфическая последовательность толщ в разрезе. Рассмотрим их взгляды подробнее.

Позднесилурийскими считаются аргиллиты, известняки и из-

вестковные конгломераты. Авторы относят к силуру и серицит-хлоритовые сланцы с эпидотом.

М.В.Муратов и В.И.Славин /1953/ отмечают, что девонские отложения Калбы сосредоточены почти исключительно в Чарском антиклинории, трудны для изучения и установления их стратиграфической последовательности в связи с разрозненностью их выходов на поверхность и с тем, что основание девона не вскрыто эрозией.

Литологически образования девона Чарского антиклинория чрезвычайно разнообразны. В их составе преобладают туфогенные породы, яшмы, кремнистые алевролиты с прослоями кремней. Эффузивные отложения представлены базальтовыми порфиритами, спилитами, диабазами и кремнями. Известняки образуют обычно отдельные массивы.

В северном крыле Чарского антиклинория разрез подразделён на пять свит: кремнисто-известняковую с базальными конгломератами, туфопесчаников и эффузивов, кремнисто-яшмовую, песчано-аргиллитовую, известняково-кремнистую. В центральной части Калбы (северо-восточное крыло Чарского антиклинория) выделялось четыре свиты, примерно соответствующие по составу вышеуказанным (отсутствует лишь песчано-аргиллитовая свита).

Раннекаменноугольные образования Калбы преимущественно терригенные в северо-восточном крыле Чарского антиклинория и более разнообразны по составу в его юго-западном крыле.

Средне- и позднекаменноугольные породы (гравелиты, конгломераты и вулканы трахиандезитового состава) несогласно перекрывают нижележащие и залегают субгоризонтально. Они не входят в структуру Чарской зоны, поэтому в дальнейшем мы ограничимся рассмотрением более древних образований.

Антиклинорий сложно построен, постепенно погружается на северо-запад и юго-восток. Крылья падают очень круто: северное — под углом 70° , а южное — вертикально или подвернуто. Строение ядра антиклинория авторами не выяснено, так как на значительном протяжении оно перекрыто четвертичными отложениями р.Чар. Крылья антиклинория осложнены гофрировкой, причем указывается, что стиль складчатости в девонских и каменноугольных толщах разный.

Позднее другие исследователи вносили коррективы в представления о строении Чарской структуры и совершенствовали стратиграфическую схему, считая строение зоны в целом антиклинорным.

Н.А.Севрюгин /1959/ выделял зону как внутреннюю геоантиклиналь второго рода в пределах Иртыш-Зайсанской интрагеосинклинали. Согласно его мнению, интервал возраста обнажающихся здесь образований – от силура до карбона. Контакты стратиграфических подразделений Н.А.Севрюгиным не описывались. Отмечался пестрый состав девонских отложений.

М.Г.Хисамутдинов /1963/ полагал, что центральная часть Иртыш-Зайсанской складчатой системы (Западно-Калбинская зона) – внутренняя зона унаследованного прогиба известняковбго типа. Для неё характерно накопление в геосинклинальный период известняков и вулканогенно-терригенных пород. Среди магматических образований выделялись только ультраосновные. Границами Западно-Калбинской зоны являются глубинные разломы (они трактуются как границы структурно-формационных зон).

В.В.Давиденко и др. /1963/ в основном разрабатывали вопросы стратиграфии Чарской зоны. Хотя описаний контактов стратиграфических подразделений не дано, авторы сделали вывод "об отсутствии значительных перерывов в силуро-девонский период развития" (с.30).

В.П.Нехорошев /1958,1966/ указывал, что Чарская зона представляет собой горст, имеющий в основе антиклинорную структуру. Он подчеркивал, что в пределах Рудного Алтая аналогов силурийских и девонских отложений Чарской зоны не имеется.

Большое значение имеет схема стратиграфической последовательности пород Чарской зоны, разработанная Е.А.Флеровым в 1963 году и описанная А.Л.Матвеевской /Матвеевская, 1969/. Его схема (рис.1) принималась впоследствии большим числом исследователей, вносящих в нее небольшие уточнения.

Наиболее древними в регионе (протерозойскими) отложениями считались метаморфические образования (амфиболиты, кварциты, порфиритоиды, сланцы и т.д.), образующие небольшие изолированные выходы на поверхность. Протерозойский возраст приписывался им из-за высокой степени метаморфизма. Необходимо заметить, что Давиденко и др. /1963/, И.К.Синдин /Матвеевская, 1969/ считают эти породы более молодыми, приуроченными к зоне динамометаморфизма.

На протерозойских породах несогласно залегает силурийская арасанская свита, представленная кремнистыми сланцами, алевроли-

тами. Известняки, маломощные внизу, вверх по разрезу становятся более массивными. Отмечено, что силурийские образования обычно сжаты в линейные, нередко изоклинные складки, оси которых вытянуты согласно с общим простиранием структуры.

Девонские отложения широко распространены в Чарском антиклинории. Е.А.Флеров выделяет здесь пять девонских свит (см. рис.1).

Ортабулакская свита (D_1^{1-2}) – конгломераты, кремнистые сланцы, яшмы, маломощные известняки. Взаимоотношения толщ с подстилающими силурийскими образованиями неясны. И.К.Синдин (Матвеевская, 1969) включает в состав этой свиты базальтовые и андезитовые порфириты.

Андреевская свита (D_2^1) – кремнистые и яшмовидные сланцы, маломощные горизонты известняков, выше по разрезу появляются массивные рифовые известняки. Соотношения этой толщи с подстилающими неизвестны.

Беркутинская (чарская) свита (D_2^2). Е.А.Флеров указывал, что её толщи залегают на подстилающих с угловым несогласием. Свита сложена кремнистыми и яшмовидными сланцами, рифогенными известняками, песчаниками, алевролитами. В верхней части свиты присутствуют базальтовые порфириты. И.К.Синдин /Матвеевская, 1969/ включает в состав этой свиты эффузивно-кремнистую толщу – диабазовые порфириты и туфы.

Айдарлинская свита (D_3^1). А.Л.Матвеевская /1969/ считает, что свита залегает на чарской несогласно, хотя контакты с подстилающими отложениями неизвестны. Представлена рифовыми известняками с подчиненными кремнистыми сланцами. Общая мощность свиты – около 800 м.

Урумбаевская свита (D_3^2). Соотношения урумбаевских толщ с подстилающими и перекрывающими тектонические. Свита представлена кремнистыми сланцами, песчаниками, грубослоистыми известняками.

Таким образом, состав девонских отложений Чарской зоны очень разнообразен. Е.А.Флеров не включает в их состав эффузивы, которые считает более молодыми. Другие исследователи полагают, что вулканы (базальтовые, диабазовые, андезитовые порфириты) являются компонентами различных свит девона. А.Л.Матвеевская /1969/ включает эффузивы в состав франского яруса, считая, что для остальных ярусов девонского времени вулканическая деятельность была нехарактерной.

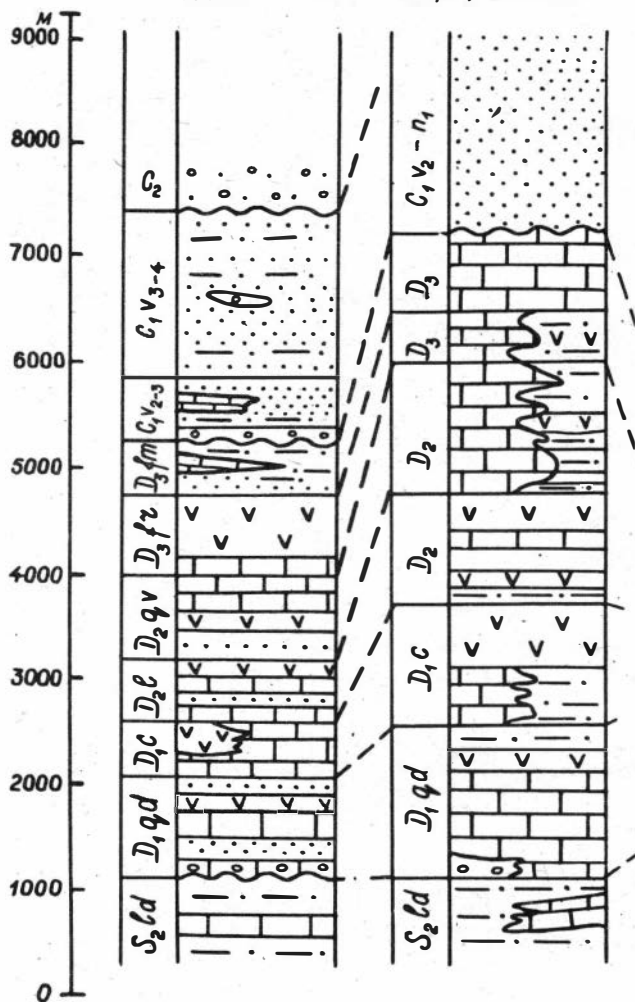
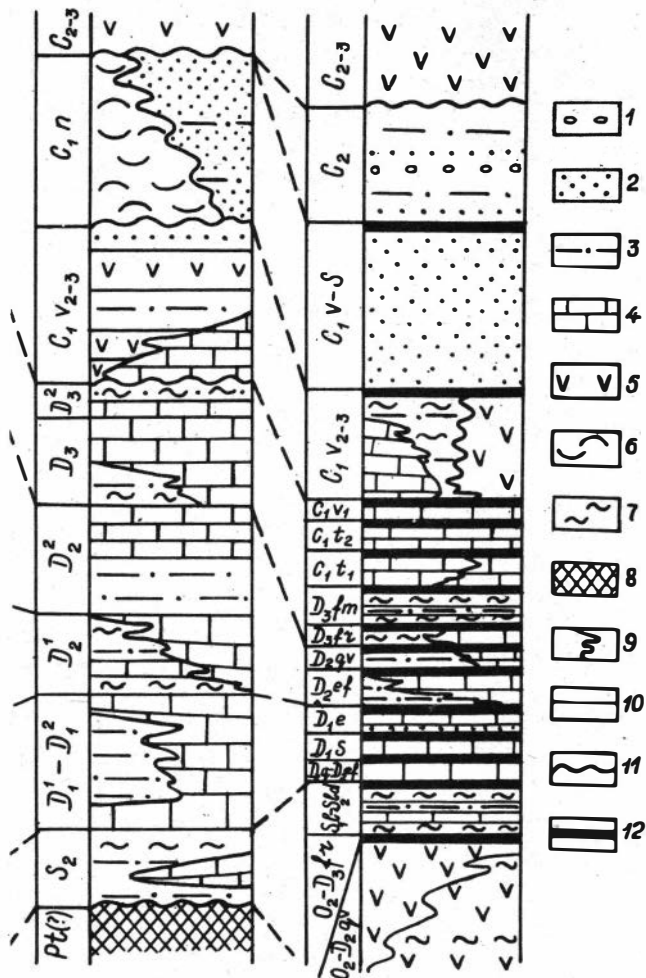


Рис. I. Схема сопоставления стратиграфических колонок для центральной части Иртыш-Зайсанской системы.

I - конгломераты и гравелиты, 2 - песчаники, 3 - алевролиты и аргиллиты, 4 - известняки, 5 - эффу-



зивы (среднего и основного состава), 6 - терригенные разности, 7 - кремнистые сланцы и алевролиты, 8 - метаморфизованные породы; границы: 9 - фациальных замещений, 10 - согласная, 11 - несогласная, 12 - тектоническая (характер перехода неясен).

Нижнекаменноугольные отложения Чарского антиклинория представлены тремя свитами: аркалыкской, кокпектинской и даубайской.

Аркалыкская свита ($C_{1v}2-3$): отличается непостоянством разреза при преобладании осадочных пород. Здесь присутствуют известняки, глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, андезитовые порфириды. Свита несогласно залегает на подстилающих образованиях.

Кокпектинская свита (C_{1n}) представлена терригенной толщей, здесь чередуются песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты.

Самой молодой является даубайская свита (C_{2-3}), сложенная вулканитами андезитобазальтового состава.

Синтезировала и обобщила в тектоническом плане результаты исследований этого периода А.Л.Матвеевская /1969/, вложив в это обобщение свои материалы. В качестве стратиграфической основы она приняла схему Е.А.Флерова.

А.Л.Матвеевская считает Чарское поднятие частью геантиклинали, ограничивающей на северо-западе Калбинский прогиб. Территориально оно совпадает с Чарским антиклинорием, располагающимся между Чарским и Акжальским /Северюгин, 1959/ или Чарским и Аркалыкским /Нехорошев, 1966/ глубинными разломами. Антиклинорий протягивается на 150 км, при ширине 20-25 км. Чарский антиклинорий относится к ряду структур, расположенных в пределах геосинклинальной системы и "сформировался на "обломках" каледонского или более древнего фундамента, который выступает в пределах самих структур" /Матвеевская, 1969, с.179/.

Последующие исследования не внесли существенных изменений в изложенные представления о внутреннем строении и соотношениях с соседними структурами центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы, уточнив лишь некоторые детали.

Например, М.Г.Хисамутдинов и др. /1972, с.214/ отметили, что геосинклинальный прогиб, существовавший на месте современной Чарской структуры, "образовался путем взламывания срединного массива, разделявшего Казахстанскую и Алтае-Саянскую складчатую области". Выделяя формации, несколько иные (чисто формально), чем у других исследователей, авторы отметили, что хотя на современном эрозионном срезе они обнажаются только в пределах Чарского антиклинория, однако, по геофизическим данным, распространены гораздо шире (по крайней мере, в пределах всей Калбинской зоны).

Большое значение для разработки стратиграфической схемы имели работы геологов Восточно-Казахстанского геологического управления: Г.Ф.Горбунова, П.М.Комарова, В.П.Кадача, Д.Я.Кудрявцева, И.А.Ротараша, О.В.Навозова, В.Ф.Чутунова, А.Х.Кагарманова, Е.Г.Моисеева и других. Результатом их работ явилось уточнение возраста отдельных комплексов пород. Наиболее подробно были расчленены девонские и каменноугольные толщи. Уточнялся и петрографический состав образований (интрузивных и эффузивных, на осадочные обращалось меньше внимания). Этими исследователями предложено несколько вариантов стратиграфических схем, наиболее важные из которых показаны на рис. I.

Другая группа исследователей полагает, что на территории Чарской зоны стратиграфическая последовательность залегания толщ значительно нарушена. Широко распространены тектонические покровы. Структура сформировалась в результате горизонтальных тектонических движений.

Это направление тектонических исследований структуры Чарской зоны определилось в работе Н.А.Елисеева /1936/. Он обнаружил, что между девонскими и ультраосновными образованиями часто наблюдаются тектонические контакты, т.е. девонские отложения надвинуты на интенсивно рассланцованные Серпентиниты. За время герцинского (варисцийского) этапа тектогенеза обстановка сжатия возобновлялась неоднократно, возникла целая система разрывов, которые и привели к созданию покровной структуры в Калбе. Н.А.Елисеев отметил, что, возможно, некоторые ультраосновные массивы также находятся в аллохтонном залегании.

Н.А.Елисеев выделил на территории Калбы, по крайней мере, два тектонических покрова, представленных силурийскими и девонскими образованиями. К сожалению, позднее эти во многом правильные взгляды были надолго забыты.

После Н.А.Елисеева о значительном участии в формировании структуры Иртыш-Зайсанской складчатой системы горизонтальных движений упоминали Н.Е.Галдин /1957/ и Н.А.Северюгин /1959/, указывавшие, что структура образована надвиганием Чингиза на Калбу. Позднее В.П.Нехорошев /1966/ рассматривал в качестве одной из причин формирования структуры Калбы "... надвигание Сибирской платформы на прилегающие к ней складчатые области" (с.103). Он отметил, что внедрение ультраосновных интрузий произошло не в ранний, а в более поздние этапы развития геосинклинали.

Однако в явном виде идея покровного строения центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы возродилась в конце 70-х годов. Очень много для её развития сделали И.А.Ротараш, Н.А.Клешиков и Е.А.Гредюшко /1980/; А.А.Ковалев и Ю.В.Карякин /1975/; Н.В.Полянский и др. /1979/; П.В.Ермолов и др. /1981/ и другие.

А.А.Ковалев и Ю.В.Карякин /1975/ предприняли попытку представить развитие Иртыш-Зайсанской складчатой системы с позиций новой глобальной тектоники. При этом они учитывают, что центральная часть системы сложена в основном комплексами отложений, сходными с яшмо-спилит-диабазовыми породами, на всем протяжении вмещающими многочисленными телами ультраосновных образований.

Авторы считают, что горизонтальное сжатие, которому подвергалась Зайсанская складчатая система в результате взаимного перемещения Сибирской и Казахстанской плит, и является основной причиной формирования её современной структуры.

Среди формаций, обнаженных в Чарской зоне, они выделяют кремнисто-спилит-диабазовую, терригенно-известняковую, граувакковую, флишеидную, флишеидную с туффидами, андезитобазальтовую ("островную"), андезитобазальтовую терригенную, известняково-кремнисто-базальтовую. Так как в пределах Зайсанской складчатой области близко друг к другу располагаются формации, которые в современных бассейнах осадконакопления разобцены, то А.А.Ковалев и Ю.В.Карякин /1975/ делают вывод о том, что "... Зайсанская складчатая система представляет собой сложную тектоническую смесь различных областей осадконакопления, первоначально располагавшихся на значительном удалении друг от друга, а впоследствии тектонически совмещенных между собой" (с.81).

Тела ультраосновных образований (по данным М.Г.Хена /1968/, около 20) на глубине соединяются и в виде единого массива погружаются на юго-запад под углами 80-85°. Авторы делают вывод о том, что гипербазиты Чарского антиклинория представляют собой продукт выжимания древней океанической коры в срединно-океаническом хребте, которое происходило в холодном, но пластичном состоянии. Находя в строении Зайсанской складчатой области многие черты сходства с современными океаническими бассейнами, авторы предлагают модель её развития.

Разделенные океаническим пространством, Казахстанский и Си-

бирский континенты, с причлененной к нему Алтае-Саянской складчатой областью, находились на значительном удалении. В конце кобленцкого века началось бурное поглощение литосферы у окраины Сибирского континента. В живетском веке заложилась новая зона поглощения — у окраины Казахстанской плиты.

Поглощение литосферы сопровождалось андезитовым вулканизмом (островодужные комплексы пород). В подводных условиях изливались лавы андезитобазальтового, базальтового и андезитового состава. В тыловой части островной дуги, в окраинном море, накапливалась флишиодная формация. В живетское время на границе Рудного Алтая и Калбы также сформировалась зона поглощения. На территории Калба-Нарымской зоны в это время располагался глубоководный желоб (формировались граувакковые отложения). Центральная часть океанического бассейна — Западно-Калбинская зона — в течение всего нижнего и среднего девона была местом излияния лав основного состава (яшмо-спилит-диабазовая формация) и внедрения интрузий ультраосновного состава.

Стадия сжатия, выразившаяся в сокращении океанического бассейна, началась с позднего девона. Образуется еще одна зона поглощения литосферы — в Жарма-Саурской зоне. Осадочные и вулканогенные породы сминаются в складки, формируются меланжевые и надвиговые зоны, образуются пояса выдавливания океанической коры (один из них — Чарский пояс).

В модели А.А.Ковалева и Ю.В.Карякина /1975/ на протяжении герцинского этапа тектогенеза зона поглощения литосферы (субдукция) и, соответственно, разные элементы океанического дна (островная дуга, глубоководная впадина, окраинное море и т.д.) многократно мигрируют по Иртыш-Зайсанской геосинклинали. В изложенной модели недостаточно учитывается роль, которую играют в современной структуре центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы тектонические покровы.

Большое значение для развития представлений о Чарской зоне как зоне покровного строения имеют работы И.А.Ротараша и Е.А.Гредышко /1974/. Их взгляды мы рассмотрим подробнее.

Отмечая, что имеются различные мнения о возрасте ультрабазитов, они высказывают свою точку зрения, опираясь на новую стратиграфическую схему для девонских отложений региона /Давиденко и др., 1963; Севрюгин и др., 1965/. Описывая общее строе-

ние массивов ультраосновных пород, авторы показали, что в серпентинитах часто встречаются разнообразные по форме и размерам включения метаморфических и осадочных пород. Распределены они хаотически, нередко образуют беспорядочные нагромождения и скопления. На контакте с включениями серпентиниты перетерты; тонколистоваты или превращены в порошкообразную массу. Трещины в глыбах обычно заполнены подобной массой. Такие соотношения и создают ложное впечатление о активном контакте гипербазитов с вмещающими отложениями. Кроме того, нередко встречаются плотные массивные серпентинитовые шары, затертые в серпентинитовую же массу. Они напоминают шаровые лавы.

Однако интенсивная раздробленность, обломочное строение, перетертость и плоччатость цемента, появление вторичных структур течения в нем, наличие чужеродных глыб, указывает на то, что эти породы подверглись сильным процессам брекчирования и вполне отвечают понятию меланжа. Обнаружение в районе п.Перятинка стратиграфического контакта серпентинитовых по составу конгломератов с франскими отложениями дает основание считать кору выветривания по серпентинитам докаменноугольной. Подобные контакты встречаются и в других местах. Приведенные материалы позволяют утверждать, что в эйфельские отложения обломки серпентинитов поступали из подстилающего массива, т.е. транспортировка их практически отсутствовала.

На основании изложенного материала авторы приходят к следующим выводам.

1. "Время тектонического становления ультраосновных образований колеблется в широком интервале: от среднего палеозоя до верхнего карбона" /Ротараш, Гредюшко, 1974, с.79/. О взаимоотношениях ультраосновных образований с отложениями силура и раннего девона известно очень мало, однако можно утверждать, что контакты между ними тектонические.

2. Изучение взаимоотношений обломков и цемента показывает, что в девонские отложения серпентиниты попадают уже в виде перемятых брекчированных обломков. Это свидетельствует о том, что их внедрение произошло задолго до девона. Следовательно, магматическое становление гипербазитов следует отнести к досреднепалеозойскому этапу развития зоны. В верхние этажи палеозойских отложений серпентиниты были выжаты более поздними тектоническими

движениями. Выжимание происходило неоднократно, причем наиболее интенсивное приурочено к карбону, к завершающему этапу геосинклинального развития.

3. "Выходы пород Чарско-Горностаевского пояса представляют собой огромную тектоническую пластину очень сложного чешуйчатого строения, а Чарский антиклинорий - зону серпентинитового меланжа" /Ротараш, Гредушко, 1974, с.79/. Наклон пластины - 40-50° на северо-восток.

Позднее И.А.Ротараш и др. /Геологическая ..., 1979/ указывали, что в среднем и начале позднего палеозоя серпентинитовый меланж находился в постоянном движении, образуя подводное поднятие, на гребне которого происходило рифообразование. Затем рифы дробились и в виде отторженцев попадали в меланж. Отмечено, что в Чарской зоне нет нормальной стратиграфической последовательности пород.

В своей последней работе И.А.Ротараш и др. /1982/ утверждают, что Чарская зона - это тектонический покров, который дислоцирован совместно с вмещающими отложениями. Внутреннее его строение очень сложное. Породы, слагающие глыбы в меланже, нередко образуют и самостоятельные останцы тектонических покровов. В целом Чарский покров залегает внутри граувакко-флишеидных образований серпуховского яруса раннего карбона, подстилается, а местами и расслаивается олистостромовыми толщами. Здесь же замечено, что приуроченность к Чарской зоне серпентинитового меланжа и олистостром свидетельствует о надвиговой первичной природе ограничивающих разломов, крутое же современное положение они приобрели в процессе последующей складчатости.

В качестве палеотектонической модели формирования структуры Юго-Западного Алтая авторы предлагают систему крутопадающих и сложно построенных тектонических пластин, надвинутых друг на друга в юго-западном направлении. В виде обломков в меланже и олистолитов в Чарской пластине встречаются образования Иртышской зоны. В позднем девоне на территории Калба-Нарымской зоны располагался глубоководный желоб, в котором отлагались олистостромовые образования. С запада к ней прилегал океанический бассейн, реликты океанической коры которого в настоящее время сохранились в Чарском меланже в виде отдельных останцев. В соответствии с предлагаемой реконструкцией аспидная формация рассматривается

как палеоаналог первого океанического слоя. Хотя нижняя стратиграфическая граница этого слоя неизвестна, однако протрузии серпентинитового меланжа, включающие только породы офиолитовой ассоциации, свидетельствуют о формировании отложений на океанической коре.

В восточном направлении тонкотерригенные осадки сменяются олистостромами, содержащими обломки, глыбы и отторженцы как океанического разреза, так и пород, распространенных в Иртышской зоне (зеленые сланцы, плагиограниты, порфиритоиды), а также разновозрастные известняки, известковистые песчаники и конгломераты. Вероятно, эти осадки находились также в пределах Иртышской зоны, где в настоящее время полностью размыты.

Таким образом, "олистостромовый комплекс накапливался у подножья крутого уступа террасы, чей приподнятый край был сложен метаморфическими породами, которые перекрывались мелководной терригенно-карбонатной толщей среднего девона" /Ротараш и др., 1982, с.54-55/. Далее авторы отмечают, что поверхностным выражением зоны Бенъофа в Юго-Западном Алтае служил Калба-Нарымский глубоководный желоб. В процессе развития позднедевонской зоны Бенъофа динамосланцы выводились по надвигам и взбросам в область подводной эрозии и попадали в виде олистолитов в осадки желоба. Сюда же с другой стороны втиснуты тектонические отторженцы океанической литосферы. Корневой зоной для формирования тектонических покровов Чарской зоны служила Иртышская. Согласно предложенной модели, горизонтальные перемещения комплексов должны достигать сотен километров.

В 1975 году в Алтайском отделе ИГН КазССР было начато комплексное изучение Чарского офиолитового пояса. Основное внимание при этом уделялось петрохимии образований, обнажающихся в этом регионе (особенно ультраосновных), были выделены структурные единицы, а также предложена модель формирования современной структуры пояса.

В целом структура рассматривается как "синформа, основание которой сложено автохтонными комплексами, перекрытыми сложными по строению аллохтонными образованиями и неавтохтоном" /Полянский и др., 1979, с.67/.

Возрастной интервал отложений, слагающих покровную структуру, колеблется от среднего ордовика до среднего карбона (см.

рис.1). Характерно, что многие стратиграфические подразделения, выделенные по фауне, имеют с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонические контакты, или характер контакта неясен. Из крупных пачек (мощность до 2000 м) можно упомянуть лишь силурийскую (от лландовери до лудлова), однако и она с вмещающими породами имеет тектонические контакты.

Строение аллохтона определяется наличием четырех покровных структур. Собранные в процессе исследований материалы свидетельствуют об офиолитовом фундаменте, на котором заложилась структура. Причем выделяется два типа фундамента, из которых первый "может быть реликтом древнего мафического фундамента или латеральным аналогом фундамента второго типа" /Полянский и др., 1979, с.75/. Калий-аргоновые определения свидетельствуют в пользу докембрийского возраста фундамента I типа /Добрецов, Пономарева, 1969/. Формирование образований II типа, скорее всего, связано с раннепалеозойской историей бассейна. Определить первоначальные границы существовавшего на территории Зайсанской складчатой системы бассейна с корой океанического типа, не представляется возможным. Блоки в меланже, представленные гнейсами и метаморфическими породами, авторы предположительно связывают с Курчум-Кальджирским выступом или Иртышской зоной смятия /Гаврилова, 1959; Хорева, 1965/.

Заложение Зайсанской геосинклинали Н.В.Полянский и др./1979/ относят к раннему палеозою, в отличие от большинства предыдущих исследователей /Ковалев, Карякин, 1975; Зоненшайн и др., 1976/.

В истории формирования современной структуры Чарского офиолитового пояса Н.В.Полянский и др. /1979/ выделяют следующие этапы:

1. Океаническая стадия. Формировался яшмо-спилит-диабазовый, а в окраинных частях бассейна - кремнисто-лейкобазальтовый комплекс, в переходной и шельфовой областях отлагались карбонатные и терригенно-карбонатные осадки.

2. Зарождение и развитие островной дуги. Формируется андезитобазальтовая ассоциация. Установить положение островной дуги в настоящее время не представляется возможным.

3. Развитие интенсивной складчатости, меланжирование, формирование тектонических покровов. Начало - не позднее визе, так как в визейских отложениях наблюдаются олистолиты серпентинитов. Наибольшей интенсивности эти явления достигали в нампоре.

4. Завершающий (или континентальный) этап. Фиксируется по началу формирования субщелочного трахиандезитового комплекса в субэаральных условиях. Широкое развитие складчатости и разрывной тектоники.

В модели формирования современной структуры Чарской зоны, предложенной Н.В.Полянским и др. /1979/, не отмечено крутое залегание многих формаций, разделяющих их зон разломов и текстур внутри формаций. Называя фундамент, на котором формировался Чарский офиолитовый пояс, океаническим, они в то же время не фиксируют наличия глубокопроникающих зон, связывающих ультраосновные образования с нижними слоями земной коры, а может быть, и мантии.

Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин, В.М.Моралев /1976/ указывают, что в настоящее время размеры Иртыш-Зайсанской складчатой системы сокращены не менее чем на треть, а если учесть более поздние сдвиговые смещения, то размеры бассейна могут оказаться значительно больше, а сам он (с.85) "... сместясь на север, соединится с Западно-Сибирским бассейном".

Существует ещё одна точка зрения по поводу современной структуры Чарской зоны и последовательности её формирования. Эту точку зрения защищают и развивают Е.И.Паталаха и другие, считающие Чарскую зону шовной или корневой.

Е.И.Паталаха и В.А.Белый /1981/ полагают, что нельзя ставить знак равенства между классическими офиолитами и казахстанскими образованиями офиолитового типа, так как здесь наблюдаются ассоциации компонентов офиолитов со значительными объемами терригенных накоплений. В связи с тем, что в последнее время все чаще стали говорить об аллохтонности офиолитов либо офиолитоподобных комплексов Казахстана /Беспалов, 1980/, авторы решили проверить эти утверждения путем оценки детальных материалов последних лет.

Отношение длины к ширине офиолитовых зон составляет около 10 (длина достигает несколько сотен километров). Для всех офиолитовых зон Казахстана наблюдается следующая картина: формации, сопровождающие офиолиты, повторяются в разрезе и выражены довольно хорошо, они пронизаны секущими телами гипербазитов. Сами гипербазиты почти нацело превращены в тектониты и располагаются в крутопадающих разломах, являясь (с.44) "как составным, так и

транзитным элементом по отношению к офиолитовым зонам. Настораживает не только обилие терригенной составляющей, огромная мощность офиолитовой ассоциации, но, кроме того, наличие явных и притом неоднократных перерывов в стратиграфическом разрезе с перемывом нижележащих толщ и обломками их в базальных конгломератах перекрывающих свит".

Несмотря на очень сложный деформационный стиль офиолитов Казахстана (в том числе и Чарской зоны), намечается одна особенность: везде доминируют субвертикальные залегания шарьяжных плоскостей, полосчатости, линейности, поверхностей контактов (и стратиграфических, и тектонических). Е.И.Паталаха и В.А.Белый /1981/ говорят, что все "это соответствует общему субвертикальному стилю тектоники Казахстана" (с.47). Для офиолитовых зон характерны малогранитные либо вообще безгранитные пространства - отсутствие гранитоидных плутонов и продуктов кислого корового вулканизма /Паталаха, Лукиенко, 1980/.

Авторы отмечают недостаточную изученность офиолитовых зон Казахстана, неясность строения их глубинных частей, а также "беспомощность" геофизики в решении этих задач. Они пишут "... офиолиты Казахстана рассматриваются в целом как реликты раздвиговых, рифтогенных, ограниченного спрединга структур с полным либо почти полным разрывом сплошности континентальной коры, близкой к океанической, позже преобразованной ... в современную континентальную кору. Одним словом - это корневые зоны, а не аллотон" /Паталаха, Белый, 1981, с.50-51/.

Из всего вышесказанного Е.И.Паталаха и В.А.Белый /1980/ делают следующие выводы.

1. Офиолитовые зоны - крутопадающие структуры, возникшие на месте зон ограниченного рифтинга или спрединга.

2. Время закрытия зон спрединга - рубеж офиолитового и постофиолитового этапов.

3. Процесс закрытия зон спрединга - смена стадий местного массового шарьирования сначала в субгоризонтальной плоскости с последующим разворотом шарьированных пакетов.

4. Образование метаморфических пород высоких давлений произошло в заключительную стадию закрытия зон спрединга.

5. Вследствие механических свойств серпентинита и неоднократных этапов "дожимания", в современной структуре офиолитовые зоны приобрели антиклинорный характер.

Кроме исследователей, взгляды которых были изложены выше, в изучении геологического строения Иртыш-Зайсанской складчатой системы и выяснении её положения в обрамляющих структурах видную роль сыграли: С.М.Бандалетов /1969/, В.Н.Любецкий /1965/, Е.М.Нестеров /1979/, А.Е.Шлыгин /1971/ многие другие.

Итак, в настоящее время существует три точки зрения на строение центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы.

1. Регион имеет антиклинорное строение, значительно нарушенное вертикальными разломами. Стратиграфическая последовательность толщ не нарушена.

2. В районе широко развиты покровные структуры; нормальная стратиграфическая последовательность отложений нарушена.

3. Центральная часть Иртыш-Зайсанской системы представляет собой корневую или шовную зону.

Для того чтобы выяснить, какая из этих точек зрения верна, нужно решить следующие наиболее актуальные проблемы:

1. Детализировать внутреннее строение Чарской зоны.

2. Описать общий стиль тектоники, присущий зоне, выяснить её соотношения с обрамляющими структурами.

3. Выяснить последовательность формирования её современной структуры.

4. Попытаться найти корни тектонических покровов.

Именно эти вопросы решаются в работе.

Глава II

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

В кратком стратиграфическом очерке мы укажем возраст толщ, обнажающихся в Чарской зоне с учетом имеющихся в настоящее время палеонтологических и геологических данных. Описываемая ниже стратиграфическая схема несколько огрублена по сравнению с данными П.В.Ермолова и др. /1981/. Это связано с невозможностью пользоваться при картировании зачастую очень мелкими единицами, выделенными, вероятно, на отдельных разрезах.

Например, остается неясным, какие разрезы имели в виду авторы /Ермолов и др., 1981/, помещая в стратиграфической колонке ниже аркалыкской свиты (C_{1v2-3}) известняки, интервал возраста которых от C_{1t1} до C_{1v} . Создающуюся ситуацию усугубляет то, что контакты этих известняков между собой и вмещающими породами неясны. При дальнейшем изложении не становится яснее, к какому из выделенных П.В.Ермоловым и др. /1981/ покровов относятся эти толщи.

При характеристике стратиграфической последовательности толщ, взаимоотношения между стратиграфическими подразделениями не описываются, так как контакты между ними тектонические или не наблюдаются.

Наиболее древними в регионе являются метаморфические породы, слагающие глыбы в меланже. Полных разрезов или хотя бы достаточно представительных фрагментов не встречается. Породы представлены гранатовыми и амфиболитовыми сланцами, кварцитами и диафторитами по эклогитам. По определениям Л.В.Фирсова К-Аг методом по эклогитам и гранатовым амфиболитам, их абсолютный возраст 477-545 млн. лет /Добрецов, Пономарева, 1969/. Учитывая, что в настоящее время эти породы - явные диафториты, их возраст следует принимать докембрийским (рис.2).

Более молодой по возрасту в Чарской зоне является толща, представленная переслаивающимися вулканитами основного состава и

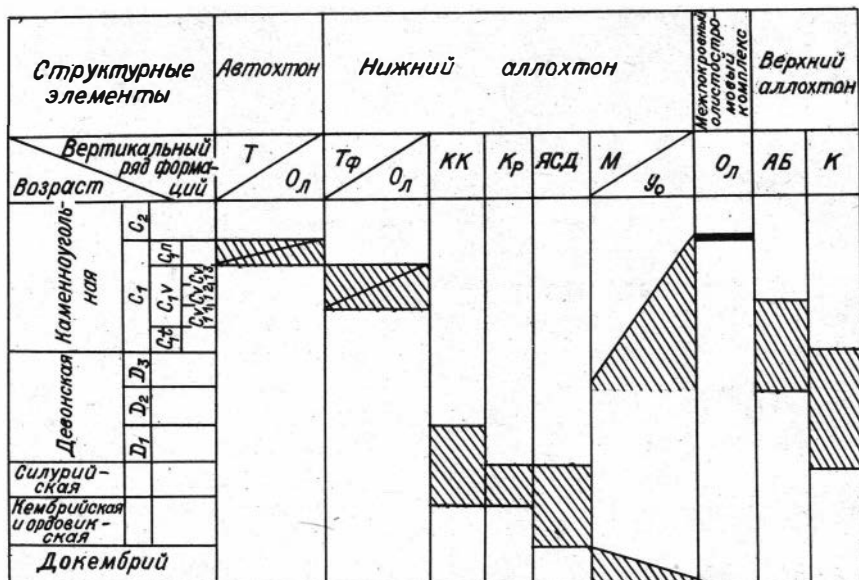


Рис.2. Вертикальная последовательность формаций в Чарской зоне и их возраст.

Формации: Т - терригенная, Ол - олигостромовая, Тф - туфогенная, КК - кремнисто-карбонатная, Кр - кремнистая, ЯСД - яшмо-спилит-диабазовая, М - метаморфическая, Уо - ультраосновная, АБ - андезитобазальтовая, К - карбонатная.

кремнистыми породами, распространенными на протяжении всей Чарской зоны, наиболее широко в её южной части. Эти отложения относились ранее к различным свитам девонского возраста (чарская, беркутинская, николаевская и т.д.). Н.В.Полянский и др. /1979/ указывают, что рассматриваемая толща перекрывает меланж, содержащий глыбы древних (допалеозойских) пород и метаморфизована несравненно сильнее фаунистически охарактеризованных отложений силура. Кроме того, в яшмовидных породах содержатся замещенные кварцем остатки радиолярий раннепалеозойского возраста. Именно поэтому Н.В.Полянский и соавторы, а вслед за ними и автор настоящей работы датируют эту толщу ранним палеозоем.

За раннепалеозойской толщей в стратиграфическом порядке следуют кремнистые отложения. Они распространены в северной части Чарской и в Аркалыкской зоне. В кремнистых породах обнаружены скелеты радиолярий предположительно силурийского облика (устное сообщение Н.В.Полянского /1979/. Другие исследователи /Севергин и др., 1965/ относят так называемую "кремнистую свиту", обнажающуюся в горах Аркалык, к турнейскому ярусу нижнего карбона. Но степень консолидации и диагенеза образований этого типа значительно сильнее, чем каменноугольных, поэтому отложения условно датируются силуром. Они разновозрастны с верхней частью вулканогенной толщи.

К этому же стратиграфическому уровню принадлежит толща, в которой переслаиваются кремнистые и карбонатные породы. Отложения распространены на всем протяжении зоны, наиболее широко в ее центральной части. Здесь, в районе оз. Арасан, их возраст установлен наиболее точно по комплексу фауны (определения Т.Б. Рукавишниковой, Геологическая ..., 1979): *Conchidium* aff. *knighi* (Sow.), *C.* aff. *vogulicum* Vern., *C.* cf. *biloculare* L., *Brooksina conjugula* Khod., *Atrypa aspera* Sow., *Plecatriypa* ex gr. *marginalis* (Dalm.), *Lissatriypa* cf. *linguata* Buch., *L.* cf. *camelina* Buch., *L. linguifera* Buch., *Eospirifer* aff. *balchashensis* Nikif., *Proteticularia carens* (Barr.). По этому комплексу возраст толщ определяется как силур - ранний девон.

В стратиграфическом разрезе выше мы помещаем карбонатные породы (рифогенные известняки с маломощными прослоями кремнистых пород бурого цвета). Известняки распространены на протяжении всей Чарской зоны, а в Аркалыкской - отсутствуют. Возраст карбонатных отложений по многочисленным определениям фауны /Матвеевская, 1969/ колеблется от раннего до позднего девона.

Стратиграфически выше, а частично и совпадая по возрасту с карбонатными породами, следуют вулканиты андезитобазальтового состава с немногочисленными прослоями и горизонтами известняков. Андезитобазальты распространены на протяжении всей Чарской зоны (наиболее широко в ее центральной и северной частях) и в Аркалыкской зоне. Возраст толщ - поздний девон - ранний карбон. Об этом свидетельствует комплекс фауны, собранный из редких прослоев известняков терентьевской и урумбаевской свит (определения А.М.Садыкова и Л.И.Калдун /Геологическая ..., 1979/: *Buchiola*

retrostriata (Buch.), Tornoceras ex gr. dorsoplanum Sol., T. simplex Buch., Speradoceras münsteri Buch., Imitoceras aff. subbicobatum Münst., Pseudoclimenia cf. drevemanni Born., Climeniidae, Prolecantidae, Naticopsis sp., Pleurotomaria (Merthenia) sp., Buchiola retristriata Buch., Schisophoria striatula Frech., A. ex gr. reticularis L., Gipedula ex gr. billicata Schnur., Criptonella uralica Nall.

Более молодыми по возрасту в Чарской зоне являются туфогенные образования, переслаивающиеся с горизонтами олистостром. Ранее они относились к аркалыкской свите. В олистостромах обнаружена девонская и средне-поздневизейская фауна, поэтому нижний предел возраста этих образований - визе. По данным Б.К.Кораблева /Матвеевская, 1969/, и в матриксе олистостром, и в межоллистостромовых горизонтах - средне и верхневизейская фауна: Fenestella aff. rudua Uir., Fenestella aff. polyporata Phillips, Fenestella sp., Polypora aff. narymensis Nekk., Reteporida quadrapora Nekk., Concrinella undata Defr., Magnifera subcalonica Leb., Buctonia cf. saabriculus Mart. Поэтому в работе принимается именно этот возраст толщи.

Выше в стратиграфическом разрезе залегает терригенная толща, представленная песчаниками, конгломератами, гравелитами и алевролитами. Отдельные выходы терригенных пород наблюдаются на протяжении всей Чарской зоны, кроме того, они слагают её обрамление. По комплексу фауны в северной части Чарской структуры толща относится к намюрскому ярусу раннего карбона, а в южной И.А.Ротараш и др. /Геологическая ..., 1979/ выделили терригенную толщу в отдельную аганактинскую свиту серпуховского возраста по комплексу фауны: Concrinella undata Defr., Magnifera subcarbonica Leb., Productus cf. conchinius Sow., Spirifer cf. trigonalis Mart. Однако автор, следуя решению стратиграфического совещания /Решения ..., 1976/, включает аганактинскую свиту в состав кокпектинской и считает её возраст намюрским.

На этом же стратиграфическом уровне располагаются олистостромовые образования, которые слагают горизонты, переслаивающиеся с терригенными отложениями. Возраст олистостром, как и терригенных образований, принимается за намюрский.

Выше терригенных и олистостромовых толщ в стратиграфическом разрезе залегает комплекс ультраосновных пород (серпентинитовый меланж). Породы несогласно перекрываются среднекаменноугольными

вулканогенными образованиями, залегая на намюрских, поэтому верхний предел времени их тектонического становления – средний карбон. По результатам предыдущих исследователей, галька ультраосновных пород встречается в позднедевонских конгломератах, поэтому нижний предел времени становления ультраосновных образований условно принимается за поздний девон.

Ультраосновные образования с размывом перекрываются олистостромой. На олистостроме несогласно залегают трахиандезитовый комплекс среднего карбона. Интервал времени её формирования очень короток – он укладывается в период после конца намюра, но до начала среднего карбона.

Однако в описываемом регионе широко развиты покровные и чешуйчатые структуры, поэтому в конкретных разрезах последовательность выделенных стратиграфических подразделений нарушена, взаимоотношения их чаще всего тектонические. В следующей главе, где подробно рассматривается состав выделенных формаций, они описываются не в стратиграфической последовательности, а по принадлежности к тому или иному типу (осадочные, осадочно-вулканогенные, магматические).

Г л а в а Ш

ФОРМАЦИИ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

Формации, выделяемые в Чарской зоне, соответствуют толщам, перечисленным в предыдущей главе. При выделении формаций учитывались состав (наборы пород и их устойчивость на площади), внутренняя структура отложений, а также в какой-то мере их возраст.

В данной главе формации описываются от осадочных через вулканогенно-осадочные к магматическим.

Переслаивающиеся терригенная и олистостромовая формации слагают видимое основание Чарской зоны. Ранее они описывались автором как кокпектинская свита /Беляев, Соловьев, 1981/. Кокпектинские образования изучались при детальном картировании узловых участков структуры Чарской зоны (рис.3). За это время выявились фациальные изменения образований по простиранию и вкрест простирания.

Терригенная формация

Терригенные породы обнажаются в обрамлении зоны на всем её протяжении, а также в эрозионных окнах внутри Чарской структуры.

На участке южного замыкания Чарской зоны терригенные отложения обнажаются в северо-восточной (Аганактинская зона) и в юго-западной (Даубайская зона) частях Чарской структуры (см. вклейку, рис.IIУ).

В Аганактинской зоне описываемые породы представлены переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами. Песчаники и туфопесчаники табачно-серого, серого, голубоватого цвета, алевролиты темно-серые, реже черные. Песчаники и туфопесчаники плотные, мелко и среднезернистые, по петрографическому составу являются типичными граувакками. Пирокластический материал представлен угловатыми обломками основных эффузивов, плагиокла-

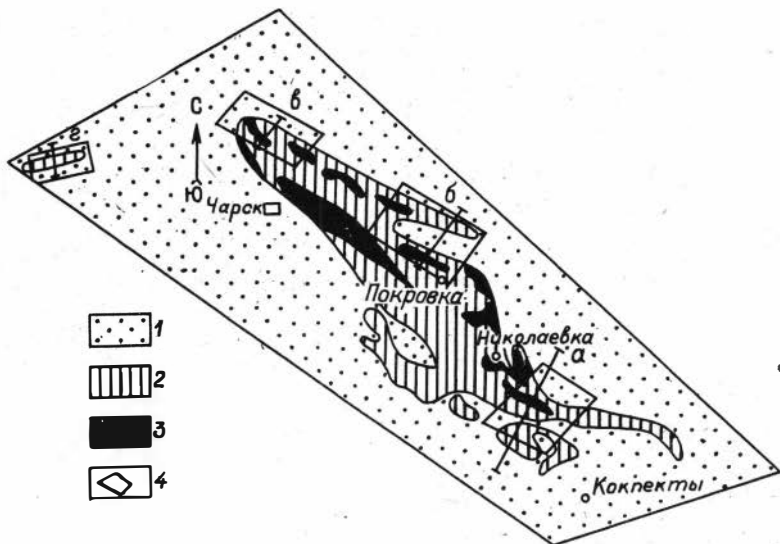


Рис.3. Схема Чарского офиолитового пояса и его обрамления с указанием положения участков детального геологического картирования .

I - образования автохтона, 2 - более древние комплексы, 3 - ультраосновные породы, 4 - участки детального картирования (а, б, в, г).

за, моноклинового пироксена и вулканического стекла. Цемент кремнистый, реже кремнисто-глинистый. Алевролиты кремнистые или кремнисто-глинистые.

Песчаники и туфопесчаники в толще резко преобладают; пачки песчаников достигают 50-100 м, а горизонты алевролитов имеют мощность до 1 м. По всей толще беспорядочно разбросаны редкие, вытянутые согласно со слоистостью олистолисты размерами до 10-15 м. Среди них преобладают известняки, реже встречаются кремнистые породы зеленоватого или темного цвета.

На юго-западе Даубайской зоны терригенная формация представлена песчаниками, иногда с незначительной примесью вулканогенного материала и алевролитами черного или темно-бурого цвета. Горизонты алевролитов здесь мощнее, чем в Аганактинской зоне,

максимальная их мощность достигает 50 м. В песчаниках и туфопесчаниках – редкая, хорошо окатанная (до 5–6 см) галька черных алевролитов.

В средней части Чарской зоны (см. вклейку рис.13), в 3–5 км северо-восточнее с.Батурино, породы терригенной формации по петрографическому составу напоминают таковые на юге Чарской структуры, однако отличаются характером переслаивания разностей пород. На юго-востоке участка, где эти породы слагают выступ основания структуры, преобладают голубовато-серые от средне- до крупнозернистых песчаники и туфопесчаники. В них наблюдаются плавающие обломки черных алевролитов с различной степенью окатанности. Насыщенность песчаников обломками разная, из-за чего иногда создается впечатление мусорности пород. Редко в песчаниках картируются горизонты алевролитов, мощность которых не превышает 2–3 м. Граница между пачками песчаников и алевролитов нечеткая, чаще всего постепенная. Примесь туфогенного материала в песчаниках больше, чем на юге Чарской структуры, однако его содержание колеблется. Иногда он совсем отсутствует.

Литологический состав терригенной формации в юго-восточной и в северо-западной части района существенно отличается. На юго-востоке преобладают табачно-зеленые, более мусорные в основной массе, среднезернистые песчаники и туфопесчаники. Обломочный материал в них представлен эффузивами (чаще всего андезитового состава), много плагиоклазов, встречается раскристаллизованное стекло с выделениями оливина, единичные обломки кварца, хлоритизированные зерна сильно перемятых серпентинитов.

Черные алевролиты и голубовато-серые песчаники слагают лишь отдельные горизонты в обрамлении структуры и некоторых тектонических чешуях. Чаще всего тектонические чешуи сложены монотонными песчаниками табачно-зеленого цвета.

В северной части Чарской структуры (см.вклейку рис.15) терригенные отложения представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами. Песчаники темно-серые, среднезернистые, массивные; табачно-зеленого цвета, средне- и мелкозернистые, реже встречаются голубовато-серые, крупнозернистые. По простиранию зернистость песчаников часто не выдержана, в северо-западном направлении размерность обломков увеличивается, они переходят в гравелиты, появляются макроскопически заметные обломки известняков и крем-

нистых пород темного цвета. В гравелитах наблюдаются маломощные (10–20 см) линзообразные тела кремнистых пород.

Обломочный материал в гравелитах и конгломератах почти нацело представлен карбонатными и кремнистыми образованиями темного цвета. Окатанность обломков различная. Иногда встречается галька алевролитов черного цвета размером 5–7 см.

Петрографический состав пород формации на северном участке картирования следующий. В обломочном материале песчаников и туффопесчаников преобладают эффузивы и полевые шпаты. Обломки полевых шпатов почти нацело карбонатизированы или альбитизированы. Нередко встречаются зерна оливина, а также перемятых и хлоритизированных серпентинитов. Обломочный материал или полукатан, или совсем не окатан. Цемент алевритистый или глинистый, обогащен хлоритом, чаще всего поровый или сопрякосновения.

В песчаниках, гравелитах и конгломератах на всей изученной территории присутствуют горизонты кремнистых, чаще кремнисто-глинистых алевролитов мощностью от 10–15 см до 20–25 м. Маломощные прослои алевролитов быстро выклиниваются по простиранию и выглядят как линзы. Насыщенность толщи алевролитами разная. Горизонты, обогащенные грубообломочными разностями (вплоть до конгломератов), обогащены и алевролитами, слагающими здесь до 15–20 % объема толщи. Там, где гравелитов и конгломератов мало, наблюдаются лишь редкие прослои алевролитов, основная часть толщи сложена вышеописанными песчаниками.

Состав образований терригенной формации изучался в центральной части гор Аркалык (Аркалыкская зона), расположенных в 20–25 км западнее Чарской зоны (см. вклейку рис. 16). Здесь отложения представлены мелкогалечными конгломератами (размер галек до 5–6 см), гравелитами, песчаниками (от грубозернистых до мелкозернистых) и алевролитами /Беляев, Буслов, 1980/. Цемент кремнисто-глинистый, нередко присутствует вторичный карбонат, в обломках преобладает кварц, плагиоклаз, микрокварциты, эффузивы кислого состава, редко – обломки хлорита. Наблюдаются единичные обломки пород кислого состава, в которых определен низкотемпературный амфибол и отдельные зерна широксена. Окатанность обломочного материала в целом слабая, хорошо окатаны только обломки известняков. Они же являются и наиболее крупными, резко отличающимися по размеру от остальных.

Характер переслаивания разностей пород чаще всего незакономерный, лишь в очень редких случаях можно выделить крупные грубые ритмы, мощности которых составляют от нескольких до сотен метров. Соотношения выделенных типов пород в разрезе (гравелитов, песчаников, конгломератов и гравелитов) колеблются.

Подводя итоги, можно сделать следующие выводы.

Отложения терригенной формации представлены песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, туфопесчаниками.

Состав алевролитов не меняется на протяжении всей структуры, однако в направлении с юго-востока на северо-запад мощность горизонтов алевролитов возрастает от первых до нескольких десятков метров, существенно изменяется их роль в разрезе. По направлению с юго-востока на северо-запад в остальных разностях пород увеличивается содержание вулканогенного материала основного и среднего состава (базальтов и андезитобазальтов), одновременно возрастает роль оливина и перемятых обломков серпентинитов, а также зерен карбонатов. В этом же направлении уменьшается содержание кварца и полевых шпатов. В северо-восточном и юго-западном обрамлении Чарской зоны (особенно в южной ее части) петрографический состав пород сходен. Роль песчаников и туфопесчаников в разрезе в направлении на северо-запад уменьшается, а гравелитов и конгломератов растет.

Песчаники, гравелиты и конгломераты основания Аркалыкской зоны значительно отличаются по составу: в обломочном материале здесь нет ультраосновных пород, вулканогенный материал представлен преимущественно кислыми породами.

Олистостромовая формация

Выделенная в описываемом регионе олистостромовая формация встречается в структуре на трех уровнях (см. рис.2), отличаясь по составу, внутреннему строению, возрасту.

Намюрский комплекс. Олистостромовыми образованиями намюрского возраста выполнены горизонты, согласные со структурой терригенной формации. Мощность и состав олистостром значительно меняются по простиранию Чарской зоны. В Аганактинской зоне (на юге Чарской структуры) обнаружено несколько олистостромовых горизон-

тов. Два из них прослежены по простиранию на 4–5 км, максимальные мощности до 300 м, залегают они согласно с вмещающей толщей. Переходы с терригенной формацией постепенные, поэтому границы горизонтов, сложенных олистостромой (см. вклейку рис. II) в достаточной мере условны.

Матриксом олистостромы служат кремнисто-глинистые алевролиты темно-серого, почти черного цвета. В матриксе нередко наблюдаются следы оползания. В олистолитах преобладают известняки, яшмовиды, несортированные песчаники, редко – эффузивные породы среднего состава. Размеры олистолитов колеблются от 10–15 см до 50 м, большинство из них хорошо окатано. По удлинению олистолиты вытянуты согласно со слоистостью, которую иногда можно заметить в матриксе.

В Даубайской зоне в олистостроме встречаются линзообразные тела кремнистых пород (размеры до 5–6 м), хорошо слоистых, однако интенсивно перемятых или раздробленных, а также единичные обломки эффузивов. Другие горизонты олистостром насыщены исключительно глыбами известняков (размеры от 5–10 см до 10 м). Окатанность известняковых олистолитов средняя, насыщенность горизонтов ими неравномерная, на отдельных участках они почти соприкасаются, а в других отделены друг от друга значительным промежутком.

В отложениях терригенной формации в северной части Чарской зоны, в одной из тектонических чешуй откартирован горизонт видимой мощностью около 200 м, сложенный олистостромой и срезанный крутым надвигом северо-западного простирания. Матрикс представлен табачно-зелеными среднезернистыми песчаниками со значительной примесью мелкообломочного карбонатного материала. В олистолитах преобладают светлые известняки, встречаются эффузивы (андезитового состава) и кремнистые, хорошо слоистые породы темного цвета. Размеры олистолитов от 0,5 до 100 м, чаще всего они удлинены согласно со слоистостью (простиранием горизонта), однако встречаются и олистолиты изометричной формы. Внутри горизонта намечается грубая слоистость, выражающаяся в степени насыщения слоев обломками. Мощность слоев 10–15 м, наклон достигает 60–80°.

В северо-западной части Чарской зоны (см. вклейку рис. I5) в пачках, сложенных переслаивающимися песчаниками и алевролитами (терригенная формация), встречаются карманообразные тела, пред-

ставленные олистостромой, текстурно похожей на брекчию или конгломератобрекчию. В плане они выглядят как неправильные или слабо удлинненные "пятна" размером от 20 до 300 м, а иногда и до 500 м. Эти тела не являются горизонтами, так как при довольно крутом (от 40 до 80°) залегании вмещающей толщи имеют в плане грубоокруглую форму и тупое замыкание (рис.4), а их удлинение нередко несогласно с простиранием слоев матрикса.

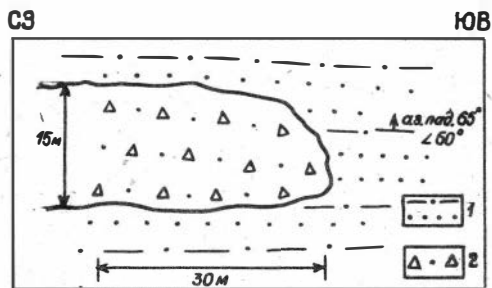


Рис.4. Тупое выклинивание тела, сложенного олистостромой (разрез).

I - песчаники и алевролиты, 2 - олистострома

Строение и состав этих образований следующие. Цемент представлен переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкой плавающей галькой кремнистых пород черного или темно-зеленого цвета. В обломках (до I,7 м) - гравелиты, конгломераты, известняки. В гравелитах и конгломератах галька представлена известняками и кремнистыми породами, реже встре-

чаются обломки эффузивов основного и среднего состава, а также ультраосновных пород /Сократов, 1958/.

На севере Чарской зоны обнаружена субвертикально залегающая пачка олистостромовых образований (см. вылетку рис.16) мощностью до 450 м.

Матриksom олистостромы служат песчаники, гравелиты и конгломераты, галька в которых представлена темными кремнистыми породами и известняками. Размеры олистолитов - до 50-60 м, форма чаще всего изометричная (рис.5), реже вытянутая согласно с грубой слоистостью в матриксе. Преобладают олистолиты карбонатного состава, а также слоистые кремнистые породы.

По крутому разлому, совпадающему с общим простиранием зоны, с описанной пачкой граничит толща олистостромовых образований почти такой же мощности, но отличающаяся по составу. Матрикс - от средне- до крупнозернистых песчаники табачно-зеленого цвета,

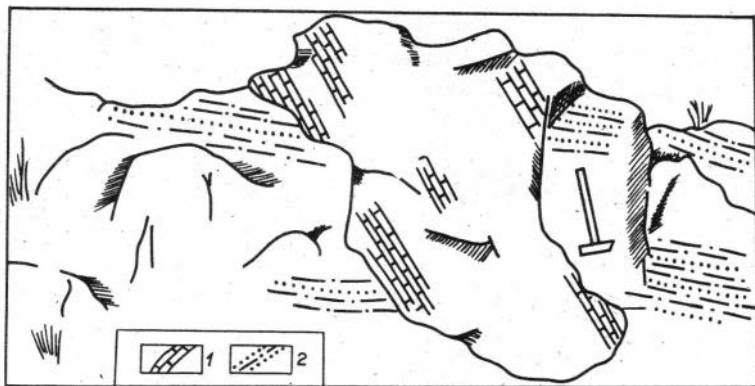


Рис.5. Известняковый слистолит в терригенных образованиях (зарисовка по фотографии).

1 - известняки, 2 - песчаники и алевролиты в матриксе

переслаивающиеся с алевролитами и синевато-серыми песчаниками с шаровой отдельностью. В олистолитах размером до 10-20 м (они слабо вытянуты) - темные кремнистые породы. Встречаются и олистолиты, сложенные конгломератобрекчияей.

Роль олистостромовой формации в разрезе заметно меняется по простиранию Чарской зоны. На юго-восточном окончании структуры она слагает немногочисленные, но довольно мощные горизонты, мощность которых в северо-западном направлении становится меньше, но резко увеличивается их число. На северо-западе Чарской зоны выделен новый для центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы тип олистостром: они слагают не горизонты, согласные со структурой вмещающих пород, а карманообразные тела неправильной формы.

Обстановка в бассейне, где отлагались терригенная и олистостромовая формации, представляется следующей. Снос обломочного материала в бассейн шел преимущественно с северо-северо-востока, с северных частей Прииртышской зоны. Там размывались эффузивы среднего и основного состава, известняки, а также, вероятно, ультраосновные породы. Формирование олистостромовых комплексов на юге структуры происходило в результате гигантских оползней

(редкие, но мощные горизонты относительно хорошо сортированных грубых отложений). Вблизи же источника сноса, на севере Чарской структуры, мелкие многочисленные оползни заполнили грубым материалом многочисленные впадины в рельефе. Вместе с тем с юга и юго-запада в бассейн осадконакопления также поступал материал (размывались породы более кислого состава). Об этом свидетельствует состав терригенной формации в основании Аркалыкской зоны и уменьшение содержания обломков кислых пород в направлении с юго-запада на северо-восток.

Намурско-среднекаменноугольный комплекс. Олистостромовой формацией сложены толщи намурско-среднекаменноугольного возраста, располагающиеся в современной структуре вышеописанного комплекса.

Выходы олистостромовых образований этого типа на поверхность наблюдаются на юге и в центре Чарской зоны (см. вклейку рис. II, I3). Площадь, занимаемая ими, невелика, однако значительная часть отложений формации перекрыта вышележащими толщами.

Матриксом олистостромы являются несортированные грубые вулканогенно-терригенные образования. Размерность обломков в матриксе колеблется от мелкозернистой песчанистой и даже алевролитовой до гравийной. Вулканогенная часть разреза — туфы, преимущественно основного и среднего состава (базальтового и андезитобазальтового). В матриксе, в отдельных горизонтах олистостром, довольно существенной является примесь карбонатного материала, содержание которого колеблется от исчезающе малых количеств до 3-5 %.

На юге Чарской зоны матрикс олистостром содержит линзовидные прослои кремнистых образований. Мощности таких прослоев обычно невелики, не более 8-10 см. Слои выклиниваются на протяжении нескольких, в крайнем случае первых десятков, метров. В центральной части Чарской структуры матрикс в олистостромовой формации более массивен и однороден по составу: здесь наблюдаются только туфотерригенные образования с колеблющимся содержанием карбонатных пород.

В олистостроме резко преобладают олистолиты карбонатного состава. Большинство из них — рифогенные известняки (до 90 %), остальные 10 % представлены хемогенными известняками светло-серого цвета. Реже встречаются олистолиты, сложенные эффузивами

(андезитобазальтами и очень редко диабазами), кремнистыми породами, кварц-серицитовыми сланцами, кварцитами. Форма олистолитов преимущественно округлая, размеры колеблются от нескольких десятков см до нескольких десятков и даже сотен метров.

Наибольшими по размеру являются олистолиты, сложенные рифогенными известняками. Они также и окатанн хуже олистолитов другого состава. Хотя на первый взгляд олистостромовые образования являются хаотической осадочной мегабрекчией, на юге Чарской структуры в олистостромовой формации выделяются горизонты, несколько отличные по составу матрикса и олистолитов (рис.6).

В горизонтах первого типа матрикс значительно обогащен мелкообломочным карбонатом, в этих горизонтах до 95 % олистолитов представлено карбонатом. Олистолиты чаще всего округлые, вытянуты согласно с границами горизонтов (по слоистости) и лишь иногда под небольшими (25–30°) углами утыкаются в границы горизонтов. Наблюдаются случаи, когда в горизонтах олистостром картируются олистоплаки (отношение длины к ширине около 20:1).

В горизонтах второго типа до 45 % олистолитов сложено кварцитами, эффузивами, кремнистыми образованиями и т.д. В тех случаях, когда в олистолитах заметны элементы слоистости, она чаще всего совпадает с удлинением олистолитов и с простираем слоистости в олистостромовой толще, хотя есть случаи, когда это правило нарушается. В матриксе, в олистостроме этого типа, меньше примесь карбонатного материала. Мощность горизонтов составляет от 30 до 100 м. Границы между ними нечеткие, постепенные и проводятся по преобладающему составу олистолитов и изменению состава матрикса.

Таким образом, олистостромовая формация намурско-среднекаменноугольного возраста распространена не очень широко и характеризуется хаотическим строением, на фоне которого лишь иногда проявляется грубая слоистость. Судя по составу, олистостромовая формация является продуктом разрушения формаций, в современной структуре перекрывающих олистострому.

Средне-поздневизейский комплекс. Средне-поздневизейские олистостромы слагают горизонты среди туфотерригенных пород, залегающих в современной структуре в нижнем тектоническом покрове. Количество олистостромовых горизонтов уменьшается в направлении с юга на север вдоль простираем Чарской зоны. Встречаются олис-

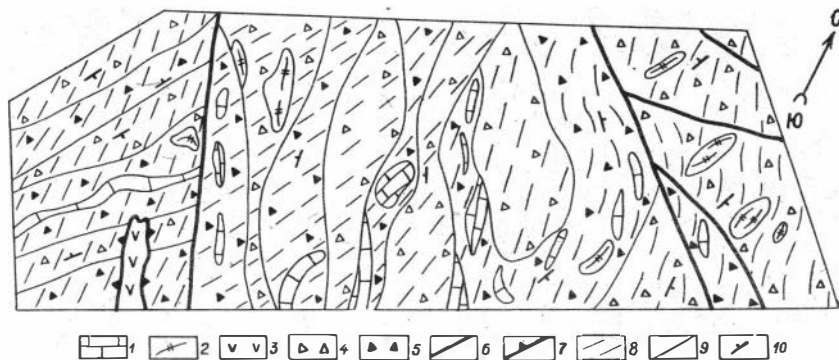


Рис.6. Строение олистостромовой фации (т.н. 42 на рис. II, план)

I - известняки, 2 - кремнистые породы, 3 - вулканиты, 4 - матрикс горизонтов II типа, 5 - матрикс горизонтов I типа, 6 - вертикальные разломы, 7 - граница структурных элементов, 8 - сланцеватость, 9 - слоевые границы, 10 - элементы залегания.

тостромы двух типов, отличающиеся по литологическому составу. К первому относятся горизонты мощностью 10-12 м, насыщенные почти исключительно известняковыми олистолитами, размеры которых колеблются от 10 см до 10 м, т.е. олистолит иногда полностью занимает всю мощность горизонта (олистотримми). Цементом олистостромы в этом случае служат известковистые туфопесчаники. Их известковистость объясняется, вероятно, обламыванием, окатыванием глыб карбонатного материала в процессе транспортировки.

Встречаются олистостромовые горизонты другого типа. Они насыщены олистолитами кварцитов, кремнистых пород, эффузивов. Известняки встречаются только в единичных случаях. Размеры олистолитов в подобных горизонтах больше - до 30-40 м, насыщенность ими горизонтов тоже больше, встречаются участки, где олистолиты беспорядочно нагромождены, соприкасаются, а матрикс выполняет только пространство между ними. Это также отличает олистостромы второго типа от первого, где олистолиты обычно "плавают" в матриксе, не соприкасаясь друг с другом.

Когда в олистолитах заметны реликты слоистости, элементы её

залегания чаще всего не совпадают со структурой вмещающих отложений (рис.7), однако бывают случаи, когда олистолиты имеют вытянутую уплощенную форму (типа олистоплак), тогда простирания слоев в них и вмещающих отложениях совпадают. Мощность олистостромовых горизонтов этого типа гораздо больше, чем известняковых – до 50–100 м (на северо-западе структуры). В матриксе нет примеси карбонатного материала, он представлен туфотерригенными породами полимиктового состава песчано-гравийной размерности.

На северо-западе Чарской структуры олистостромы можно подразделить по составу матрикса /Беляев, Хомяков, 1979/.

В некоторых разностях матрикс не отличается от вышеописанного, в олистолитах преобладают различные силициты, известняки, кварц-серицитовые и углисто-карбонатные сланцы, редко – андезитовые мицдалекаменные порфириты с прослоями яшмовидных пород. Возраст известняковых олистолитов (по данным М.А.Ржонсницкой и Л.И.Капун /Геологическая ..., 1979/), колеблется от кобленца до живета. Мощность горизонтов олистостром этого типа точно не установлена, но она превышает 30–40 м. Другие олистостромы слагают горизонты среди туфотерригенных пород (до 100–120 м). В матриксе гораздо больше конгломератовидных и брекчиевидных образований. В олистолитах преобладают черные и зеленовато-серые кремнистые породы и известняки.

Различаются разновидности известняков трех типов: рифогенные; песчанистые слоистые; и массивные серого или темно-серого цвета, мраморизованные. Экзотичность тел, сложенных песчанистыми известняками, не всегда четко выявляется. На контактах известняковых олистолитов иногда можно проследить шлейфы, сложенные осадочными брекчиями (обломки того же олистолита, сцементированные матриксом). Наибольшие размеры имеют пластинообразные олистолиты известняков (до 230–250 м в длину).

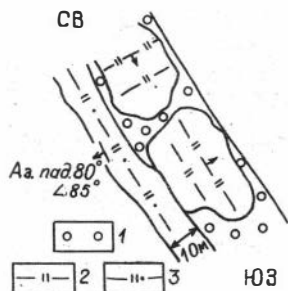


Рис.7. Слоистые олистолиты в олистостромовом горизонте (план). 1 – туфогравелиты, 2 – кремнистые породы, 3 – кремнистые туфопесчаники.

В песчанистых известняках обнаружена средне- и поздневизейская фауна. Вполне верояно, что песчанистые известняки, экзотичность которых недоостверна, могут являться прослоями в матриксе, тем более, что дальше по простиранию Иртыш-Зайсанской системы на северо-запад подобные породы действительно входят в состав матрикса.

Кроме того, в туфотерригенных отложениях беспорядочно распределены отдельные тела серых и светло-серых пелитоморфных известняков (до 40-50 м), кремнистых, интенсивно складчатых пород зеленоватого и малинового цвета (до 60 м). Эти отдельно плавающие олистолиты обычно удлинены согласно со слоистостью вмещающих отложений. Часто появляются олистоплаки.

Кремнисто-карбонатная формация

Ее образования распространены на протяжении всей Чарской структуры, особенно широко в её центральной и северной частях.

На юге Чарской зоны кремнисто-карбонатная формация образует отдельные выходы на поверхность. Кремнистые породы здесь зеленоватого или серо-зеленоватого цвета, мощности их прослоев невелики (30-40 см), они занимают до 20 % объема пород формации.

В кремнистых образованиях нередко значительной является примесь терригенного материала, иногда очень много остатков радиолярий плохой сохранности. Известняки песчанистые, хемогенные, серого цвета, иногда буровато-рыжие, вероятно, за счет глинистого и железистого материала. По направлению на северо-запад содержание кремнистых пород в разрезе увеличивается, а карбонатных - уменьшается. Мощности прослоев различные, от 2-5 до 40-50 см. Границы между прослоями карбонатов и кремнистых пород резкие, четкие. Содержание эрригенного материала и в тех, и в других прослоях обычно одинаково.

В направлении с юго-востока на северо-запад кремнисто-карбонатных пород в разрезе Чарской зоны становится больше (см. вклейку рис. 13, 15).

На центральном участке картирования встречаются фрагменты разрезов кремнисто-карбонатной формации с иным строением. Кремнистые породы преобладают, иногда встречаются только отдельные

горизонты известняков. Цвет кремнистых пород часто становится красноватым до фиолетового. Широко проявлено омарганцевание, мощность зон, обогащенных марганцем, до нескольких метров при длине 1–2 км. Встречаются слои кремнистых пород с зонами, выполненными чистым пиролюзитом. В таких кремнистых породах почти совсем отсутствует примесь терригенного материала.

Кремнистая формация

Её образования присутствуют только в центральной и северной частях зоны. Наиболее широко они распространены на севере Чарьской и Аркалыкской зон, где выходы их на поверхность занимают до 50 % площади.

Формация представлена однородными кремнистыми породами буроватого или буро-желтого цвета. Нередко (это хорошо видно в Аркалыкской зоне) развито омарганцевание, в этих случаях кремнистые породы покрыты черной пиролюзитовой коркой толщиной до нескольких мм. Слоистость выражена слабо или совсем отсутствует. Она проявлена обычно в наличии слойков (до 10 см), насыщенных песчаным материалом. Границы слойков нечеткие, размытые. Содержание обломочного материала в отдельных случаях достигает 40–45 %. Это обломки полевых шпатов, глинистых пород, вкрапленных в плотную массу кремнистого состава.

Глинистый и песчаный материал обуславливает более интенсивный, чем в основной массе, бурый цвет отложений. Горизонты, в которых песчаная примесь отсутствует, более светлые. Основная масса породы – кремнистая, под микроскопом просматривается её пятнистая текстура. Границы пятен нечеткие, расплывчатые. Подобный текстурный рисунок обусловлен, вероятно, различным содержанием тонкого рассеянного глинистого материала в сгустках геля кремнистого состава, в результате диагенеза которого и сформировались кремнистые породы. Нередко, в случаях, когда глинистый материал совсем отсутствует, в породе просматриваются гнезда чистого полупрозрачного кварца.

Образования кремнистой формации обычно интенсивно кливажированы перпендикулярно плоскости наложения. В некоторых случаях по кливажу могут быть определены элементы залегания слоев в толще.

Особенности состава и строения образований кремнистой формации свидетельствуют о глубоководных условиях их формирования.

Карбонатная формация

Обнажается в виде изолированных останцев тектонических покровов неправильной формы на протяжении всей Чарской зоны. Размеры останцов варьируют от первых десятков метров до десятков километров; имеют неправильные изрезанные очертания в плане и представлены почти исключительно рифогенными известняками.

Известняки, слагающие формацию, серые, светло-серые, чаще всего органогенные. В центральной части Чарской зоны, близ с. Батурино в них наблюдаются горизонты битуминозных известняков. В известняках — тонкие (до 5 см) прослои или стяжения кремнистого материала бурого или буро-коричневатого цвета, длина этих включений редко превышает первые метры. Границы прослоев — резкие, четкие. Встречаются также кремнистые стяжения, форма которых круглая или изометричная, по составу такие же, как и кремнистые слои. Насыщенность известняков кремнями сильно варьирует по простиранию зоны, даже в пределах одного массива карбонатных пород. Иногда кремни составляют до 7–10 % массы отложений. Местами в известняковых массивах встречаются осадочные брекчи, напоминающие межрифовую фацию. По составу известняки, преобладающие в разрезе карбонатной формации, резко отличаются от известняков в олистостромовой формации первого и третьего типов. Возраст известняков, слагающих карбонатную формацию, колеблется от раннего до позднего девона.

Существуют данные, что на южном участке картирования отдельные массивы рифогенных известняков имеют силурийский возраст /Геологические ..., 1972/. Разный возраст имеют и различные части одного и того же останца тектонического покрова; это характерно для рифогенных массивов. Кроме того, в данном покрове тектонически сомещены органогенные известняки различного возраста. Следует заметить, что в известняках варьирует содержание терригенного материала и кремнистых образований внутри толщи. Отмечено, что с омоложением возраста органогенные известняки содержат больше кремней и терригенной примеси (становятся более "замусоренными").

Туфогенная формация

Её образования распространены более или менее равномерно на всем протяжении Чарской зоны. Ранее они описывались как аркалыкская свита. Основная масса отложений представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфогравелитами, кремнистыми породами.

На юге Чарской зоны прослои кремнистых пород среди туфов и туфотерригенных образований обычно маломощные (не более 20 см), однако встречаются часто и составляют до 30 % разреза. По направлению на северо-запад мощность прозлов и горизонтов кремнистых отложений увеличивается и достигает в центральной части структуры нескольких десятков метров. В кремнистых породах велика примесь гидроокисных минералов (железистых и марганцовистых), содержание терригенной составляющей колеблется в очень широких пределах, породы часто хлоритизированы, редкие прожилки выполнены эпидотом, кварцем, хлоритом.

Среди туфотерригенных образований можно различать туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. Примесь туфогенного материала колеблется от ничтожно малых количеств до 10–15 %, встречаются также чисто вулканомиктовые разности. Цемент в породах карбонатно-кремнистый с примесью глинистых минералов базального типа. Обломки варьируют от конгломератовой до алевритовой размерности. В них преобладают эффузивы, кварц, карбонаты, полевые шпаты, изредка встречаются обломки пегматоидных пород, различные кремнистые сланцы. По трещинам обычно интенсивно развивается хлорит и гидроокислы железа.

В составе туфогенной формации отмечается значительное содержание олистостромовых образований, описанных выше.

На крайнем северо-западе структуры, в Аркалыкской зоне туфогенная формация содержит, кроме вышеописанных, карбонатные породы. Среди них различаются известняки и доломиты, переходы между которыми постепенные. Встречаются и известковистые доломиты и доломитистые известняки. И те, и другие содержат примесь терригенного материала. В последнее время в кремнистых образованиях обнаружены радиоларии предположительно силурийского облика (устное сообщение Н.В.Полянского, 1979). Если эти данные подтвердятся, то можно считать, что хотя бы часть кремнистых тел является олистоплаками в олистостроме средне-поздневизейского возраста.

В данной работе к этой формации относятся яшмо-спилит-диабазовый и лейкобазальтовый комплексы, в понимании Н.В.Полянского и др. /1979/, расчленение которых представляется возможным лишь в отдельных разрезах.

Толща распространена преимущественно на крайнем северо-западе (см. вклейку рис. I5) и юго-западе (см. вклейку рис. II) структуры. В центральной части Чарской зоны присутствуют только ее отдельные выходы. На поверхности породы обнажаются в виде останцов тектонического покрова или линзовидных полос, ограниченных крутыми разломами.

На севере зоны формация представлена метадиабазами с прослоями кремнисто-яшмовидных пород. Макроскопически диабазы — массивные афировые породы темно-зеленого цвета, эпизодически содержат кварц-кальцитовые прожилки. Отложения метаморфизованы в фации зеленых сланцев, что выразилось в широком развитии ассоциации эпидот+актинолит+хлорит+кварц+карбонат. Характерной особенностью отложений этого типа являются прослой красно-коричневых (сургучных) и темно-зеленых или буроватых яшмовидных пород, в которых встречаются замещенные кварцем остатки радиолярий палеозойского возраста /Беляев, Хомяков, 1979/.

На южном участке картирования яшмо-спилит-диабазовая формация представлена в основном вулканогенными породами: диабазами, спилитами, диабазовыми порфиритами и вариолитами /Беляев, 1982a/. Спилиты и диабазы сложены тонкими удлиненными, часто катаклазированными или деформированными лейстами плагиоклаза и мелкими зернами клинопироксена. Промежутки между зернами заполнены разложенным бурым стеклом и рудными минералами.

Характерной чертой вулканитов формации на протяжении всей Чарской структуры является интенсивное зеленокаменное изменение /Полянский и др., 1979/. Именно метаморфизм, более сильный, чем для фаунистически охарактеризованных силурийских отложений, дал возможность Н.В.Полянскому и др. /1979/ датировать отложения яшмо-спилит-диабазовой формации ранним палеозоем. В вулканитах нередко линзовидные прослой туфов основного состава. Осадочная часть разреза толщи представлена яшмоидами бурого или лилового цвета, кремнистыми алевролитами.

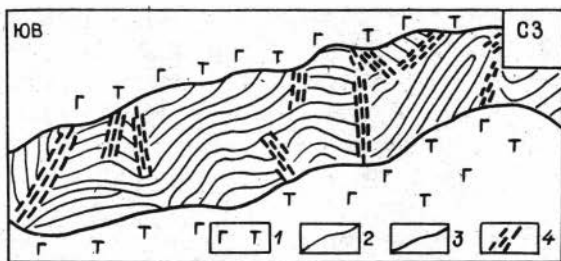


Рис.8. Горизонт кремнистых пород в яшмо-спилит-диабазовой формации (разрез, ущелье Беркуты, т.н. 39 на рис.ІІ).

І - вулканы основного состава, 2 - прослои аргиллитов, 3 - границы кремнистых пород, 4 - зоны трещиноватости.

В некоторых участках (например, ущ.Беркуты, см.вклейку рис. ІІ, т.н. 39) яшмоидные породы составляют почти половину объема формации. Мощности прослоев и горизонтов осадочных отложений обычно невелики и не превышают 20-25 м, а чаще составляют 2-5 м. Границы горизонтов обычно резкие, четкие. Яшмоиды слоистые, мощности слоев собственно кремнистых образований 3-7 см. Они разделены меньшими по мощности (до 2 см) прослоями глинистых пород (рис.8). Глинистые прослои в процессе деформаций и метаморфизма почти уничтожены и в обнажениях при геологическом картировании обычно фиксируются плохо.

Андезитобазальтовая формация

Обнажается на протяжении всей Чарской зоны, слагая крутопадающие чешуи и останцы тектонических покровов, полого перекрывающие подстилающие образования.

В Аркалыкской зоне (см. вклейку рис.І6) формация почти нацело сложена эффузивными породами. Эффузивы основного и среднего состава - базальты, иногда миндалекаменные базальты и андезитобазальты. В порфировых выделениях преобладают эпидот, хлорит, об-

разружие псевдоморфозы по пироксену, альбит, кальцит, реликты нераскристаллизованного стекла. Иногда среди эффузивов наблюдаются разности карбонатизированных спилитов с интерсертальной структурой, пространство между лейстами альбита заполнено хлоритом, карбонатом. В эффузивах встречаются горизонты туфов, много ксенолитов карбонатных пород, кальцитом выполнены пустоты и прожилки.

Мощность тектонического покрова, сложенного андезитобазальтовой формацией, не превышает 200–250 м.

В центральной и южной частях Чарской зоны в андезитобазальтовой формации гораздо больше осадочных образований (до 15–20 % разреза). Они представлены кремнистыми туфоалевролитами, песчаниками и туфопесчаниками, мелкозернистыми песчаниками с кремнистым цементом /Беляев, Хомяков, 1979/. Породы обычно зеленоватого или малинового цвета. Эффузивы по составу очень похожи на описанные, нередко встречаются андезитовые порфириты малинового цвета. В базальтах наблюдаются разности, размеры порфировых выделений в которых составляют 0,3–0,5 см, но есть и горизонты крупнопорфировых андезитов с лейстами плагиоклаза, достигающими 5–6 см.

В центральной части Чарской структуры петрографический состав отложений примерно аналогичен вышеописанному. Далее на юг по простирацию зоны в отложениях формации появляется больше осадочных образований (преимущественно туфотерригенных разностей). Содержание их в разрезе достигает 30 %.

Ультрабазитовая формация

Представлена в Чарской зоне серпентинитовым меланжем. Выходы его на поверхность составляют 15–17 % всей территории, приурочены к понижениям в рельефе. Меланж слагает либо пространство между тектоническими чешуями (узкие линзовидные обнажения), либо пятна округлой неправильной формы.

Н.Л.Добрецов и др. /1978/ в зависимости от структурного положения и состава обломочных включений разделяет меланж на три типа.

Серпентинитовый меланж первого типа обнажается преимущест-

венно в южной части Чарской структуры (между селами Терентьевка и Георгиевка). В составе преобладают серпентиниты, метаморфические породы, габброиды, эффузивы основного состава (базальтоиды), известняки. Характерно присутствие включений метаморфических пород высоких давлений. По мнению П.В.Ермолова и др. /1978/, данный тип меланжа включает обломки наиболее глубоких и древних уровней фундамента. Серпентиниты разделяются на две текстурные разновидности. Основная масса – будинированные серпентиниты (размеры будин – несколько десятков сантиметров), заключенные в развальцованную серпентинитовую массу. Для включений метаморфических пород характерно отсутствие сортированности, т.е. тесное соседство различных как по составу, так и по размеру блоков – включений (рис.9).

Форма блоков преимущественно овальная, хорошо заметны следы тектонического окатывания. В крупных (до нескольких сотен метров) глыбах иногда видны несколько этапов деформаций, в этих случаях текстурные рисунки накладываются друг на друга. По определениям Н.В.Полянского и др. /1979/, среди метаморфических пород высоких давлений преобладают глаукофановые, гранат-граукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты, зеленосланцевые диафториты по эклогитам с мелкими будинами эклогитов, гранат-мусковит-глаукофановые кварциты, рибекитовые сланцы. В подчиненном количестве наблюдаются породы переходных и низких давлений: зеленые сланцы, безгранатовые амфиболиты, кварциты.

Серпентинитовый меланж второго типа развит преимущественно в центральной части Чарской структуры от с.Батурино до с.Перятинка. Именно этот тип по составу больше всего напоминает офиолитовый меланж. В нём присутствуют серпентиниты, габбро, плагиоклазовые амфиболиты, плагиоклаз-цоизитовые сланцы, углистые, слюдястые и мономинеральные кварциты, плагиогранитоиды, родингиты, нефритоиды, базальты и кремнистые породы. Форма выхода на поверхность преимущественно линейная. Серпентиниты в меланже разделяются на три текстурные разновидности: серпентинитовые сланцы, будинированные серпентиниты и блоки массивных серпентинизированных перидотитов размером до нескольких десятков метров. Габбро присутствуют как бескорневые глыбы в серпентинитовом меланже. Форма глыб овальная, линзовидная. Многие глыбы родингитизированы, окружены каймой актинолита или нефрита. Плагиогранитоиды

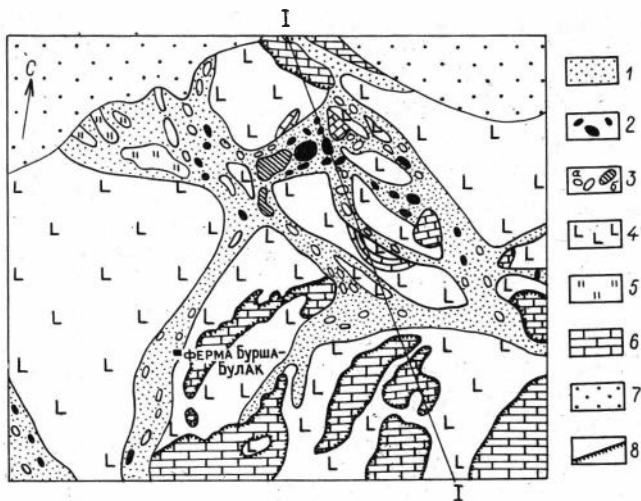


Рис.9. Серпентинитовый меланж первого типа в районе фермы Бурша-Булак (по Н.Л.Добрецову и др., 1978).

I - серпентиниты, 2 - метаморфозы высоких давлений, 3 - метаморфозы низких и промежуточных давлений, 4 - яшмо-спилит-диабазовый комплекс, 5 - кремнистые породы, С известняки, 7 - серпентиниты, 8 - поверхность надвига; I-I - линия профиля.

также слагают бескорневые глыбы, очень редко - мигматитовые жилы. Отмечается четкая пространственная сопряженность в меланже плагิโอгранитоидов и амфиболитов.

Меланж третьего типа легко узнается по почти полному отсутствию среди включений метаморфических пород. Серпентиниты обычно представлены будинами неправильной, иногда овальной или шарообразной формы (в зависимости от степени тектонической переработ-

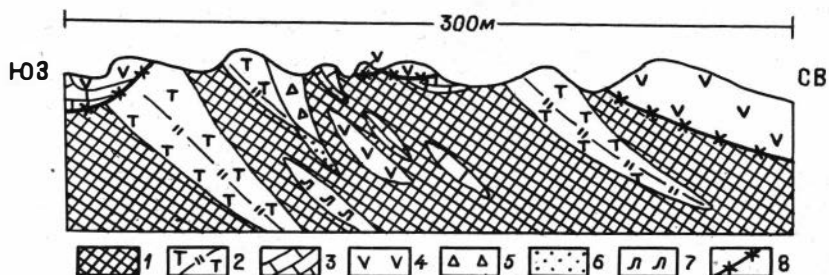


Рис.10. Серпентинитовый меланж III типа у п.Веро-Чар (т.н. 26 на рис.11).

I - серпентиниты, 2 - туфогенные породы, 3 - известняки, 4 - вулканиты, 5 - олистостромовая формация, 6 - терригенная формация, 7 - листвениты, 8 - поверхность надвига.

ки), заключенными в развальцованную серпентинитовую массу. Такие породы образуют зоны среди массивных серпентинитов, особенно в краевых частях блоков. Серпентинитовый меланж этого типа представляет собой мегабрекцию, сложенную экзотическими глыбами и обломками различных пород: габбро, вулканитов различного состава, яшмоидов, известняков, заключенных в серпентинитовые сланцы и милонитизированные серпентиниты. Наиболее типичные разрезы меланжа этой разновидности наблюдались на юге Чарской зоны у п.Веро-Чар (рис.10).

В разрезе, изображенном на рисунке, обнажаются также своеобразные осадочные образования: брекчия, цементом которой являются серпентиниты, перемешанные с карбонатом, а обломки полностью представлены серпентинитами. Обломки совершенно не окатаны, иногда они плавают в цементе, но чаще они до такой степени насыщают отложения, что соприкасаются друг с другом. Кроме того, обломки выдержаны по размеру (2-5 см), что свидетельствует о сортированности отложений. Тела, сложенные образованиями подобного типа, слагают глыбы в меланже.

На севере Чарской зоны в меланже III типа значительно возрастает количество габброидных включений /Беляев, Хомяков, 1979/. Габбро образуют одиночные и групповые включения небольших размеров (максимум - первые сотни метров) в меланже, а также несколь-

ко "массивов", состоящих из большого количества габброидных тел, плавающих в серпентинитах и представляющих собой, видимо, раздробленные в процессе надвиговых движений пластобразные тела габбро.

Можно констатировать, что состав обломков в меланже зависит от состава контактирующих с ним формаций.

Таким образом, становится ясным, что выходы пород ультрабазитовой формации (серпентинитовый меланж) приурочены в основном к северо-восточному борту Чарской зоны, к области развития крупных тектонических чешуй. Состав включений в меланже зависит в значительной степени от состава формаций, которые протрудируются ультраосновными породами. В этом смысле можно утверждать, что глубинность формирования меланжа уменьшается от первого к третьему типу.

ж ж ж

В заключение можно заметить, что в строении Чарской зоны принимают участие формации, образование которых происходило при различных условиях, в разных структурно-формационных зонах. Таким образом, надо предполагать, что в пределах Чарской структуры либо за относительно короткие промежутки времени коренным образом изменялись условия осадконакопления, либо формации были смещены после своего образования.

Этот вопрос решается путем изучения структуры Чарской зоны, т.е. выяснения взаимоотношений выделенных формаций и более крупных структурных элементов.

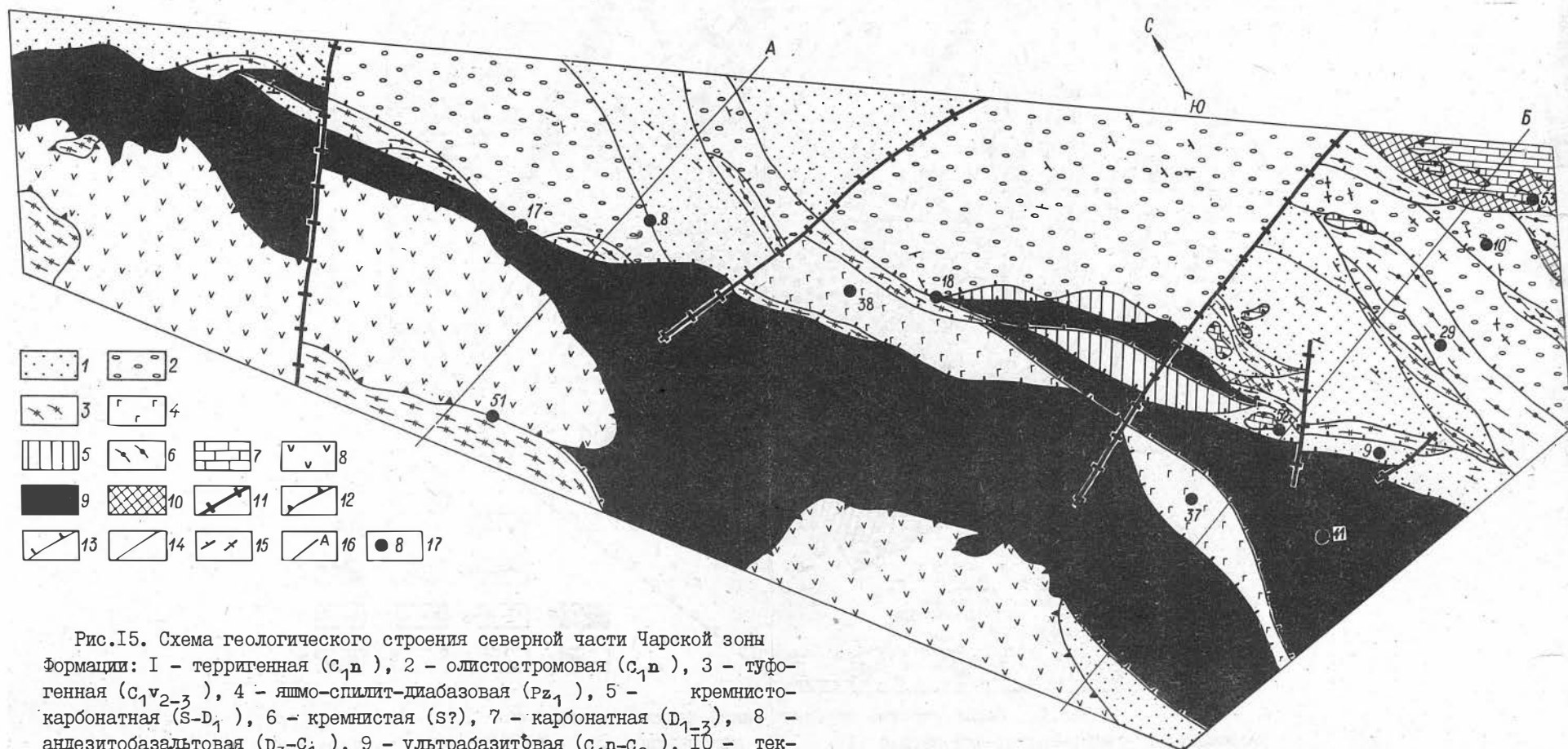


Рис.15. Схема геологического строения северной части Чарской зоны
 Формации: I - терригенная (C_{1n}), 2 - олигостромовая (C_{1n}), 3 - туфогенная (C_1v_{2-3}), 4 - яшмо-спилит-диабазовая (Pz_1), 5 - кремнисто-карбонатная ($S-D_1$), 6 - кремнистая ($S?$), 7 - карбонатная (D_{1-3}), 8 - андезитобазальтовая (D_3-C_1), 9 - ультрабазитовая ($C_{1n}-C_2$), 10 - тектоническая брекчия. Тектонические границы: II - вертикальные разломы, 12 - верхнего аллохтона, 13 - крутых тектонических чешуй, 14 - стратиграфические; 15 - элементы залегания; 16 - линии разрезов; 17 - номера точек наблюдения; А, Б - профили

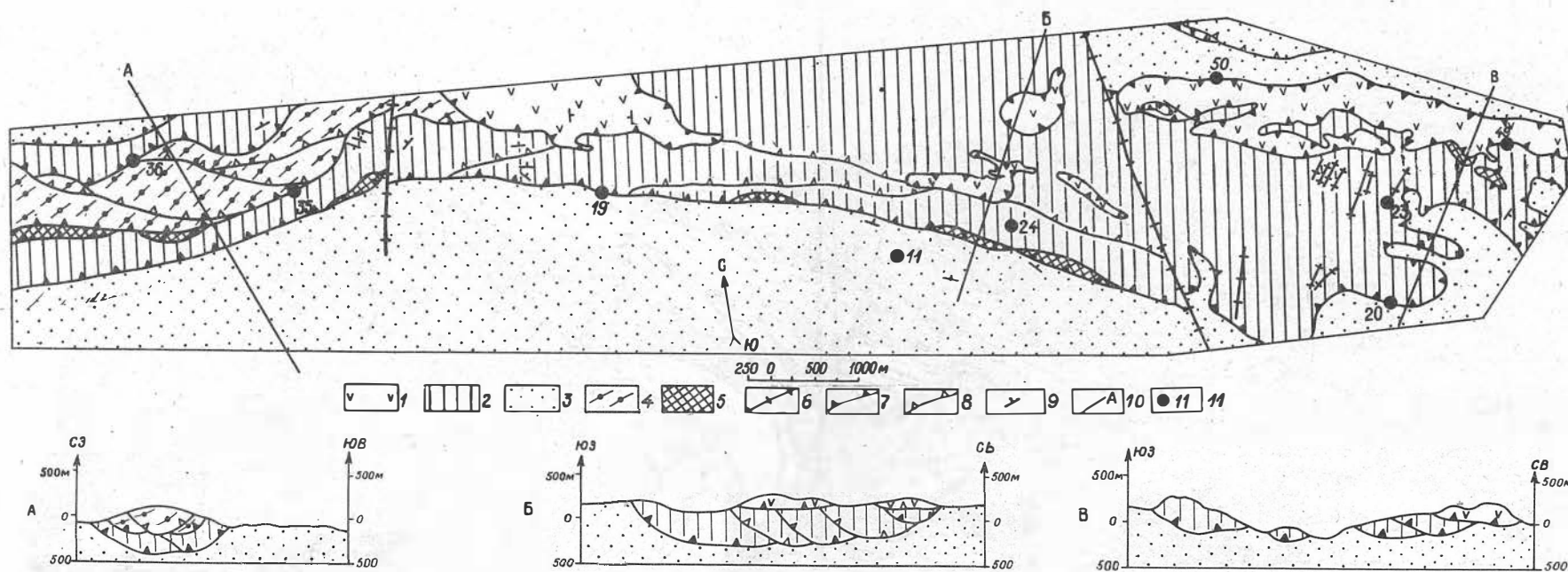


Рис.16. Схема геологического строения Аркалыкской зоны
 Формации: I - андезитобазальтовая (D_3-C_1), 2 - туфогенная (C_1v_{2-3}), 3 - терригенная (C_{1n}), 4 - кремнистая ($S?$), 5 - тектоническая брекчия. Тектонические границы: 6 - вертикальные разломы, 7 - формаций, 8 - тектонических чешуй, 9 - элементы залегания, 10 - линии разрезов, II - номера точек наблюдения

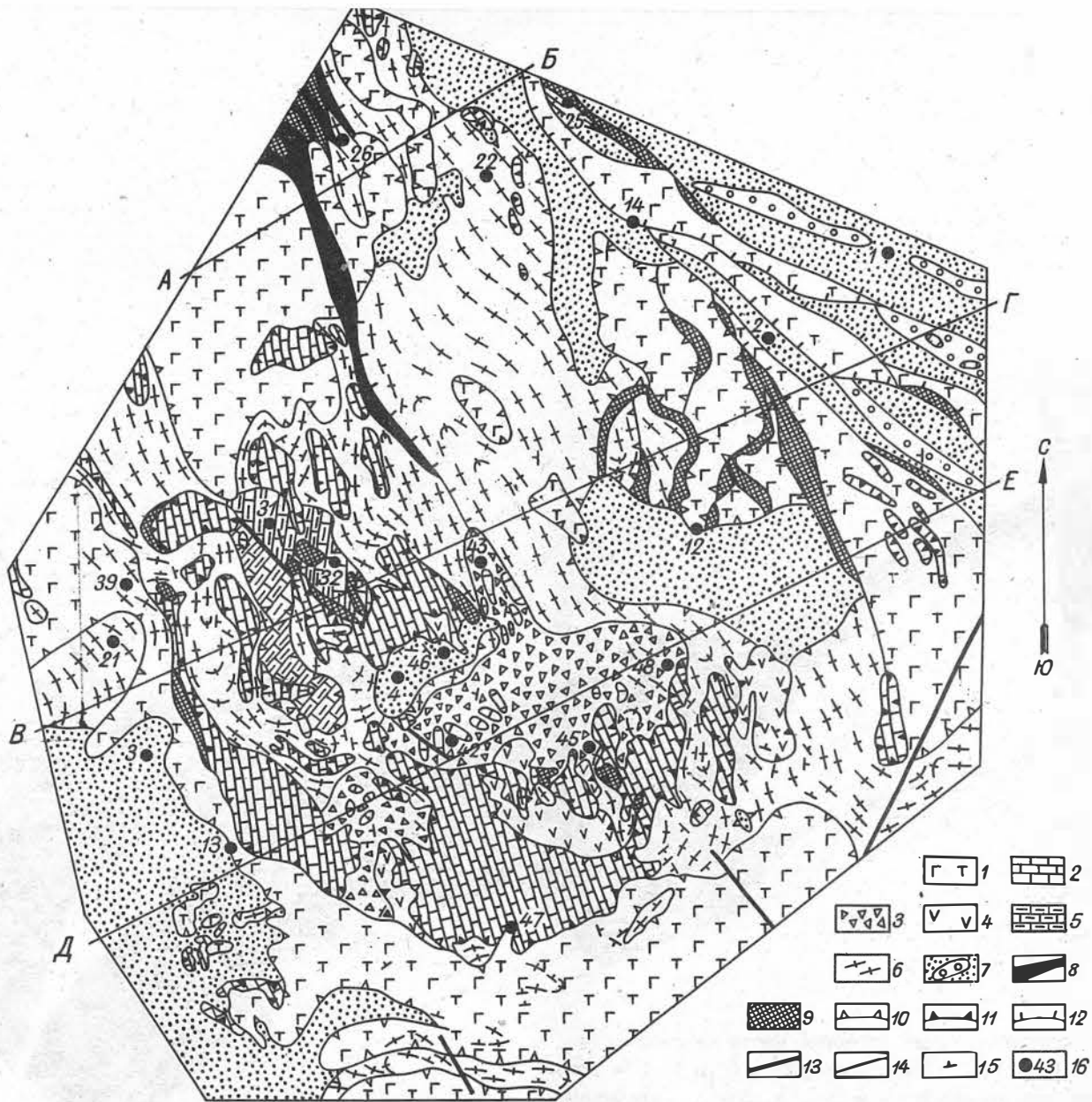


Рис. II. Геологическое строение южной части Чарской зоны.

Формации: I - яшмо-спилит-диабазовая (Pz_1), 2 - карбонатная (D_{1-3}), 3 - олистостромовая ($C_{1п-C_2}$), 4 - андезитобазальтовая (D_3-C_1), 5 - кремнисто-карбонатная ($S-D_1$), 6 - туфогенная ($C_{1в2-3}$), 7 - терригенная и олистостромовая ($C_{1п}$), 8 - ультрабазитовая ($C_{1п-C_2}$), 9 - тектоническая брекчия; границы: I0 - подошва нижнего аллохтона, II - подошва верхнего аллохтона, I2 - тектонических чешуй, I3 - субвертикальные разломы, I4 - стратиграфические; I5 - элементы залегания, I6 - номера точек наблюдения; А-В, В-Г, Д-Е - профили

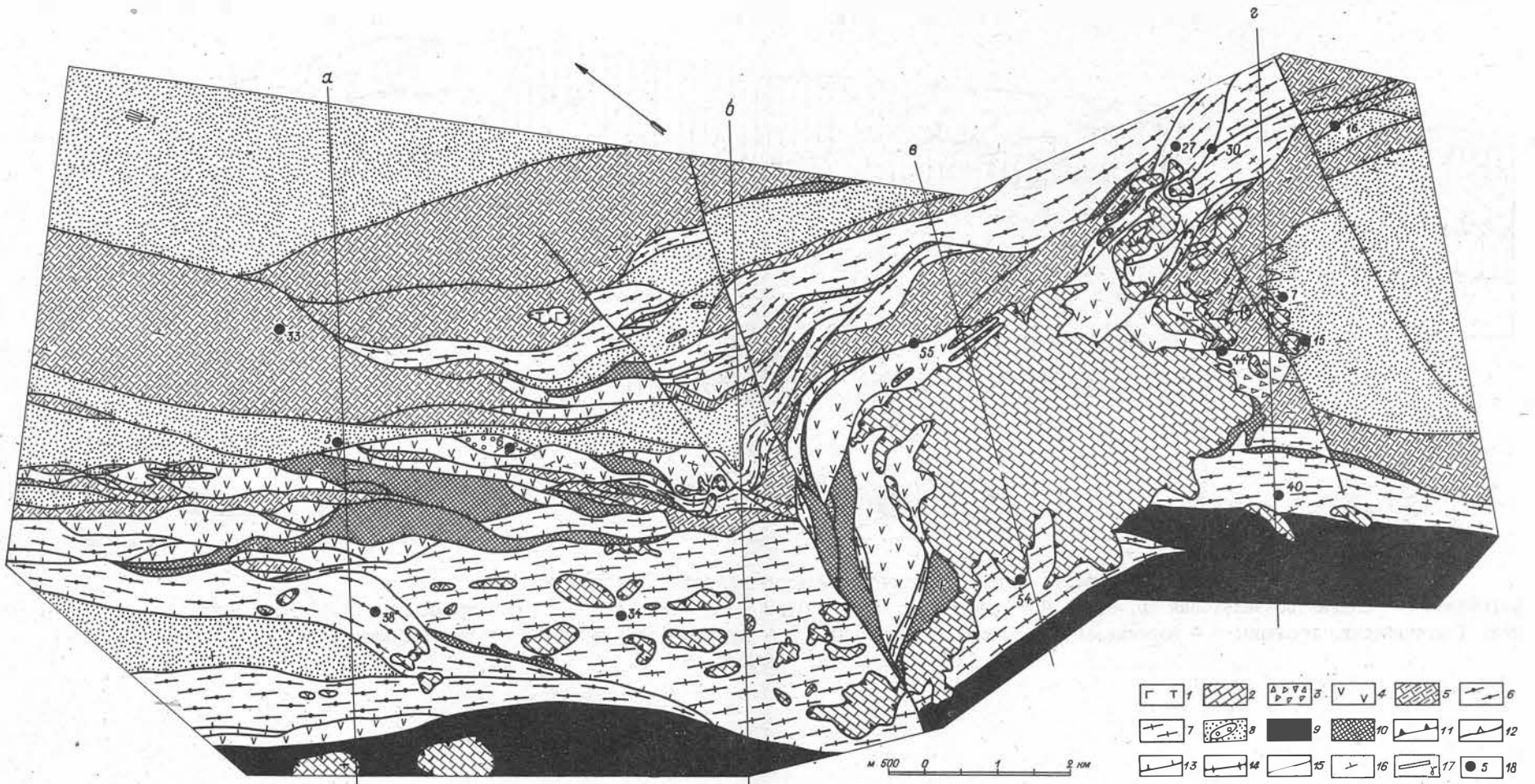


Рис. I3. Схема геологического строения центральной части Чарской зоны

Формации: I - яшмо-спилит-диабазовая (Pz_1), 2 - карбонатная (D_{1-3}), 3 - олистостромовая ($C_{1п-C_2}$), 4 - андезитобазальтовая (D_3-C_1), 5 - кремнисто-карбонатная ($S-D_1$), 6 - туфогенная ($C_{1в2-3}$), 7 - кремнистая ($S?$), 8 - терригенная и олистостромовая ($C_{1п}$), 9 - ультрабазитовая ($C_{1п-C_2}$), I0 - тектоническая брекчия; границы: II - верхнего аллохтона, I2 - нижнего аллохтона, I3 - крутых тектонических чешуй, I4 - субвертикальные разломы, I5 - стратиграфические; I6 - элементы залегания; I7 - дайки кислого состава; I8 - номера точек наблюдения; а, б, в, г - профили

Глава IУ

СТРУКТУРА ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

В юго-западной части Чарской зоны формации и их ряды группируются в крупные структурные элементы: автохтон, нижний аллохтон, межпокровный олистостромовый комплекс, верхний аллохтон. Отдельно описывается структура северо-восточной части Чарской зоны, интерпретирующаяся как зона корней нижнего аллохтона.

Граница между юго-западной и северо-восточными частями Чарской зоны проводится условно там, где пластины, сложенные формациями нижнего аллохтона, приобретают удлинённую форму и становятся крутыми.

Автохтон

Это — нижний структурный элемент, наблюдающийся в пределах юго-западной части Чарской зоны, его подошва не вскрыта. Автохтонные образования слагают обрамление Чарской зоны, а также обнажаются в эрозионных окнах и полуокнах внутри нее.

Образования терригенной и олистостромовой формаций, слагающих автохтон, обнажаются и в северо-восточном борту Чарской зоны. Здесь пласты смяты в крутые симметричные складки с округлыми замками. Крылья складок наклонены под углами $50-80^{\circ}$, а их размах достигает первых километров. Толща автохтона нарушена разломами, согласными с общим простиранием Чарской зоны (северо-северо-восточное), вблизи которых крылья складок обычно подвернуты. Опрокинутое залегание фиксируется по градационной слоистости в алевритах (например, в т.н. I, на рис. II).

Граница между олистостромовой и терригенной формациями, слагающими автохтон, постепенная, проводится условно, по увеличению количества олистолитов. Олистостромовые горизонты включены в терригенные породы. Элементы залегания слоев в терригенной и олистостромовой формациях совпадают.

В Даубайской зоне породы автохтона слагают юго-западное обрамление Чарской структуры. Складки здесь менее напряженные, чем в северо-восточном обрамлении, углы падения крыльев до 60° , шарниры простираются с запада на восток (см. рис. II, т. н. 3, рис. I2).

Терригенная формация автохтона в юго-западной части зоны выходит на поверхность в эрозионных окнах и полуокнах. Обнажения обычно располагаются в понижениях рельефа. Их размеры — от нескольких сотен метров до нескольких километров. Границы впадин извилистые, приблизительно совпадают с горизонталями рельефа (см. рис. II, т. н. 4). Отложения здесь в основном представлены массивными песчаниками, поэтому внутренняя структура неясна. Образований олистостромовой формации также не наблюдается.

На втором участке картирования в обрамлении Чарской зоны (рис. I3, I4) олистостромовая и терригенная формации автохтона смяты в симметричные, иногда коробчатые складки, углы падения крыльев $40-65^{\circ}$.

В обнажении у родника Саттык (см. рис. I3, т. н. 7) песчаники терригенной формации выходят на поверхность на площади около 10 км^2 . Слои смяты в симметричные складки с углами наклона крыльев $40-60^{\circ}$. Складки фиксируются по редким прослоям темно-бурых алевролитов.

На третьем участке картирования отложения автохтона обнажаются в обрамлении Чарской зоны, а также в тектонических чешуях внутри структуры (вблизи фермы Хангельды и п. Суук-Булак, рис. I5, т. н. 8, 9). Складки в обрамлении более крупные, чем на южном участке, крылья наклонены под углами от 40 до 90° , довольно часто складки опрокинуты. В чешуях залегание пород обычно субвертикальное.

Здесь широко развиты образования олистостромовой формации. Олистострома мощная (до I км), по вертикали и по латерали постепенно сменяется терригенной формацией. Лишь иногда (см. рис. I5, т. н. I0) олистостромы слагают отдельные тектонические чешуи.

В горах Аркалык (на четвертом участке картирования) породы автохтона слагают основание Аркалыкской зоны (рис. I6, т. н. II). Слои залегают моноклинально (аз. пад. $10-20^{\circ}$, уг. пад. $25-40^{\circ}$). Однако большое количество тектонических нарушений, согласных с простираем слоев позволяет предположить, что структура автохтона здесь также чешуйчатая.

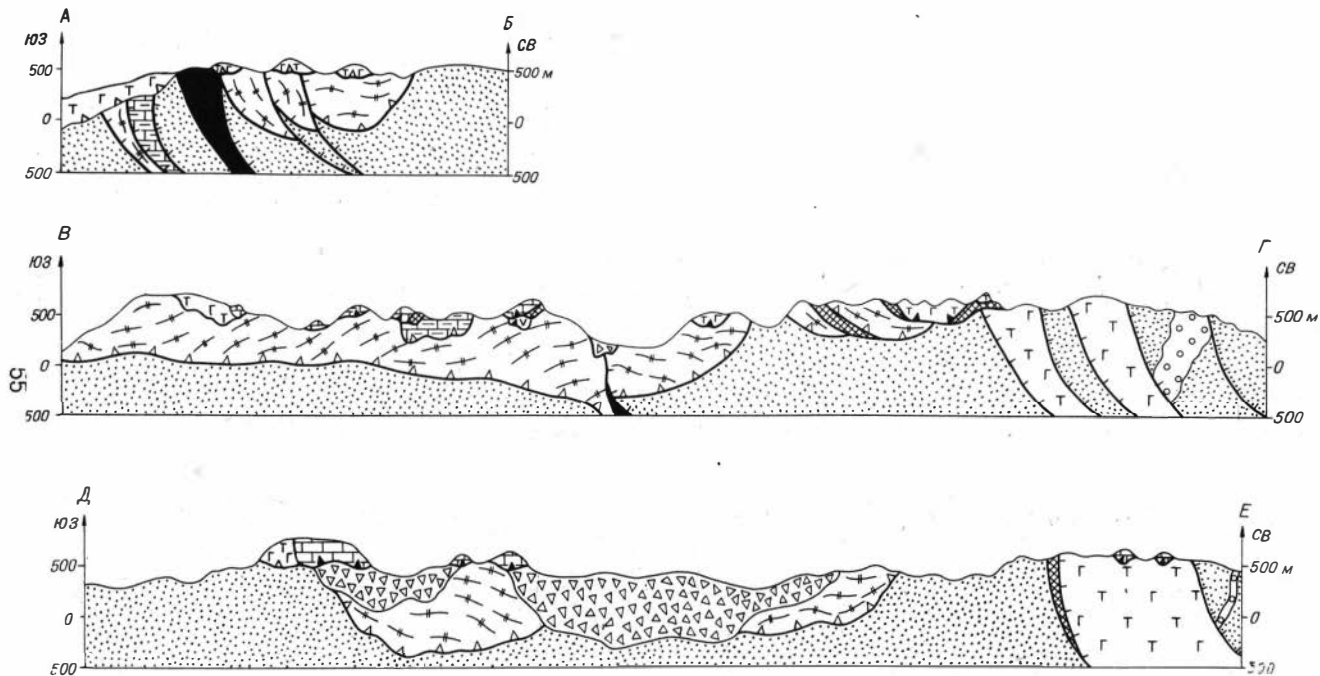


Рис.12. Геологические профили южной части Чарской зоны.
(Усл. обозн. на рис.11).

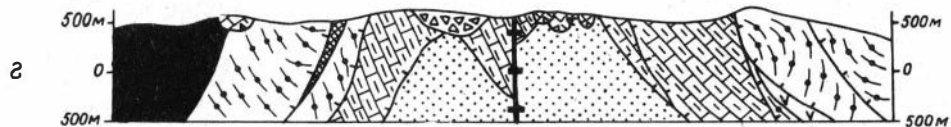
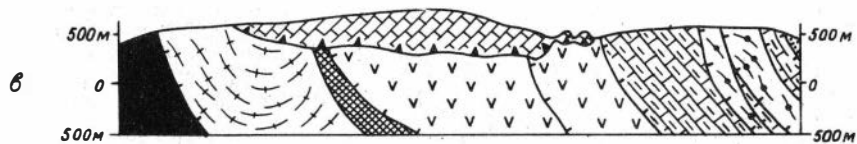
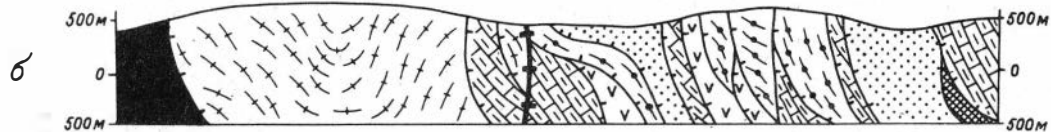


Рис.14. Геологические профили центральной части Чарской зоны.
(Усл. обозн. рис.13).

Таким образом выяснено, что образования автохтона (терригенная и олистостромовая формации) слагают обрамление Чарской зоны и ее основание, а также отдельные тектонические чешуи. Структура отложений складчатая, складки - от симметричных до опрокинутых. Опрокинутые складки встречаются только в северо-восточном обрамлении зоны. На юге и севере структуры складки более напряженные, чем в ее центральной части.

Нижний аллохтон

Представлен серией пологих останцов тектонических покровов. Он залегает на автохтоне с тектонической границей в основании. Характер границы разный в различных частях Чарской зоны.

Образования нижнего аллохтона занимают более половины описываемой территории и распространены равномерно на всем протяжении структуры.

Нижний аллохтон полого, в виде тектонических покровов, выполненных различными формациями, перекрывает автохтон в юго-западном борту Чарской зоны. В северо-восточном борту формации, входящие в состав нижнего аллохтона, слагают крутые тектонические чешуи.

Пологое залегание нижнего аллохтона на автохтоне наблюдается в Даубайской зоне первого участка картирования. Здесь на терригенной и олистостромовой формациях залегает нижний (туфогенная формация) и верхний (яшмо-спилит-диабазовая формация) тектонические покровы. Пологое залегание туфогенной формации (C_{1v2-3}) на автохтоне (C_{1n}) хорошо видно в районе слияния рек Чар и Аганакты (см. рис. II, т. н. I2). Здесь, вблизи отметки 639,3, слои автохтона представлены песчаниками и алевролитами. Они смяты в складки, крылья которых падают на северо-запад и юго-восток под углами $40-70^{\circ}$. Горизонты туфогенной формации (туфы, кремнистые породы, олистостромы) простираются в субмеридиональном направлении и наклонены под углами $60-70^{\circ}$ (рис. I7). Подошва нижнего аллохтона срезает простираение слоев автохтона под углами $30-40^{\circ}$. Вблизи контакта наблюдается большое количество кварцевых жил и зона интенсивных дислокаций. Контакт маркируется милонитами.

В описанном обнажении по расчетам пластовых треугольников

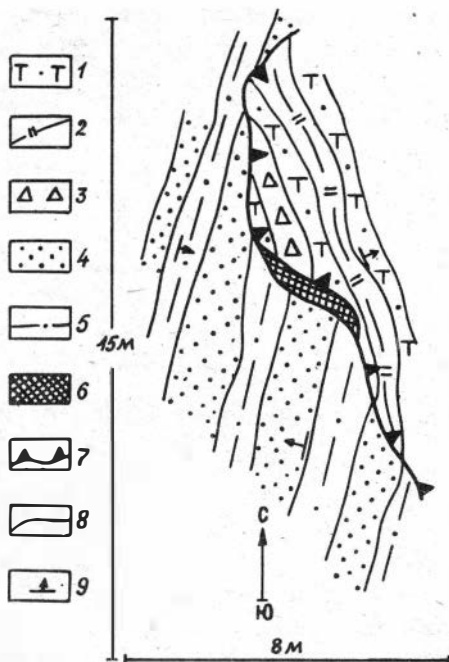


Рис. I7. Контакт автохтона и нижнего тектонического покрова нижнего аллохтона, т.н. I2 на рис. II (план).

I - туфы, 2 - кремнистые породы, 3 - олистостромы, 4 - песчаники, 5 - алевролиты, 6 - тектоническая брекчия, 7 - границы структурных элементов, 8 - слоевые границы, 9 - элементы залегания.

ция, представленная эффузивами основного состава с редкими прослоями зеленых яшмоидов. Слои интенсивно дислоцированы. Азимут простираения контакта автохтона и нижнего аллохтона $240-270^{\circ}$. Надвиг срезает слои автохтона под углами $50-60^{\circ}$ (рис. I8).

На контакте породы брекчированы, несколько известняковых

контакт автохтона и нижнего аллохтона под углом 40° погружается на северо-восток. При удалении от границы подошва нижнего аллохтона выполаживается, о чём свидетельствует извилистая в плане форма контакта (см. рис. II). Гипсометрические отметки выхода плоскости контакта на поверхность колеблются от 300 до 600 м.

Налегание на автохтон ($C_{1п}$) яшмо-спилит-диабазовой формации (Pz_1) отмечено в Даубайской зоне первого участка, вдоль правого берега р. Даубай. Здесь, в 200 м юго-восточнее отметки 739,7 (см. рис. II, т.н. I3), отложения автохтона представлены песчаниками и алевролитами с редкой плавающей галькой темных и темно-зеленых кремнистых пород и редкими (до 5-6 м) олистолитами известняков. Слои падают на юго-восток и северо-запад под углами $70-75^{\circ}$. Севернее обнажается яшмо-спилит-диабазовая формация

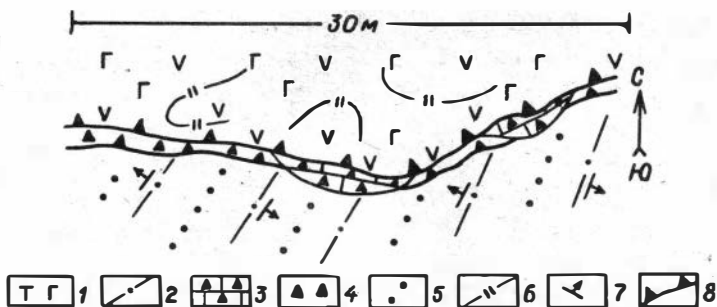


Рис.18. Контакт автохтона и яшмо-спилит-диабазового покрова, т.н. I3, на рис.11 (план).

I - эффузивы основного состава, 2 - песчаники, 3-брекчированные известняки, 4 - милониты, 5 - алевролиты, 6 - кремнистые породы, 7 - элементы залегания, 8- граница структурных элементов.

олистолитов из автохтона раздроблены, раздавлены, частично превращены в милониты. Пологое залегание нижней границы аллохтона подтверждается наличием эрозионных полуокон, в которых обнажается автохтон.

На втором участке картирования (см. рис.13,14) хорошо видно соотношение автохтона с кремнисто-карбонатной формацией нижнего аллохтона. Автохтон представлен прочными массивными средне- и крупнозернистыми песчаниками синевато-серого цвета. Толща смята в симметричные с округлыми замками складки (см. рис.13, т.н.15), фиксирующиеся по редким прослоям табачно-зеленых алевролитов. Углы наклона крыльев складок $40-60^{\circ}$.

Подошва нижнего аллохтона наследует складчатую структуру автохтона, поэтому в современной структуре создается впечатление согласного (по крайней мере стратиграфического) залегания терригенных и кремнисто-карбонатных пород, что и показано на геологической карте Восточного Казахстана 1976г. и описано в объяснительной записке к ней /Геологическая ..., 1979/. Однако после детального изучения контакта его тектоническая природа не вызывает сомнений /Беляев, 1982б/. Об этом свидетельствует интенсивное меланжирование пород на контакте и срезание слоев терриген-

ной формации автохтона поверхностью надвига. Конфигурация контакта структурных элементов свидетельствует о пологом залегании нижнего аллохтона; кремнисто-карбонатный покров ($S-D_1$) залегает на автохтоне (C_1n).

На западе четвертого участка картирования граница нижнего аллохтона и автохтона крутая, а на востоке участка — контакт пологий, под углами $20-30^\circ$ погружается на север (см. рис. 16, т.н. 18, 20).

Таким образом, контакт автохтона и нижнего аллохтона всегда тектонический.

Последовательность залегания тектонических покровов и их останцов отчетливо устанавливается в Даубайской зоне на первом участке картирования /Беляев, 1982а/.

Многочисленные останцы нижнего тектонического покрова различного размера (от сотен метров до километров) в юго-западном борту Чарской зоны представлены туфогенной формацией. Форма останцов изометричная.

Отложения в нижнем тектоническом покрове обычно интенсивно дислоцированы, складки линейные, сжатые, замки складок острые, нередко встречаются изоклинные складки, осевые плоскости которых падают на северо-восток под углами $45-75^\circ$ (см. рис. 11, т.н. 21, 22). На крайнем севере Чарской структуры (четвертый участок картирования) (см. рис. 16, т.н. 23, 24) складки также изоклинные, узкие, вплоть до пережатых, осевые плоскости падают на север, размеры складок колеблются от 300 м до мелкой гофрировки и даже плейчатости при приближении к границе с автохтоном. Иногда складки сорваны продольными (вдоль структуры Чарской зоны) тектоническими нарушениями.

Полого залегающий на автохтоне нижний тектонический покров расчленен на отдельные пластины (структура "рыбьей чешуи"), подчеркнутые пологими надвиговыми нарушениями. Простирающийся субширотное в Аркалыкской зоне (см. рис. 16) и северо-западное на южном участке картирования (см. рис. 11).

Подобная структура покрова, сложенного туфогенными породами, сформировалась, вероятно, при движении аллохтона относительно автохтона. Наличие такой структуры (повторение разреза или его фрагментов в отдельных пластинах) служило причиной завышения мощности толщи предыдущими исследователями. В настоящее время

вообще не представляется возможным определить мощности разреза туфогенной формации в связи с ее сильной нарушенностью.

Покров, представленный кремнисто-карбонатной формацией ($S-D_1$) в виде останца полого залегает на нижнем тектоническом покрове (C_1v_{2-3}) в Даубайской зоне на первом участке картирования (см. рис. II, т.н. 31). Останец имеет округлую форму, плавно изгибающиеся согласно рельефу границы. Слои смяты в крупные изоклинальные складки (размах крыльев до 300–400 м), осложненные более мелкими, вплоть до гофрировки. Преобладающее простирание осей складок северо-западное. В подошве кремнисто-карбонатных пород – тектоническая брекчия, в которой перемешаны образования кремнисто-карбонатного и туфогенного тектонических покровов. В эрозионном окне (размеры 270x350 м) обнажаются превращенные в тектоническую брекчию туфогенные породы (см. рис. II, т.н. 32). Границы окна совпадают с изолиниями рельефа, оно приурочено к понижению в рельефе. Это свидетельствует о пологом залегании тектонического покрова карбонатно-кремнистого состава на нижнем (туфогенного состава).

На втором участке картирования (см. рис. I3, I4) покров, сложенный кремнисто-карбонатной толщей, залегает на автохтоне. Их контакт совпадает в данном месте с подошвой нижнего аллохтона и поэтому был описан выше. Внутри покрова (см. рис. I3, т.н. 33) слои смяты в мелкие пологие складки, размах которых достигает десятков метров. Зеркало складчатости круто (под углами 50–70°) наклонено на северо-восток.

Кремнистая формация в виде тектонического покрова распространена лишь в отдельных частях Чарской зоны.

Значительные обнажения образований такого типа наблюдаются в Аркалыкской зоне, на четвертом участке картирования. Здесь тектонический покров, сложенный карбонатной формацией (D_{1-3}), полого залегает на нижнем (туфогенная формация) (C_1v_{2-3}), (см. рис. I6, т.н. 30, 35). В подошве покрова породы милонитизированы. Покров разбит пологими тектоническими нарушениями, простирающимися согласно с общим простиранием зоны. Линии выходов надвигов на поверхность плавно изгибаются, в общем повторяя форму горизонталей рельефа, что также свидетельствует о их пологом залегании. Нарушения подчеркнуты понижениями в рельефе и зонами омарганцевания. Западнее, на простирании Аркалыкской зоны, в подоб-

ных породах обнаружены проявления марганцевых руд.

Выше располагается тектонический покров, сложенный яшмо-спилит-диабазовой формацией. Эта формация широко распространена на первом участке картирования. На автохтоне и тектонических покровах нижнего аллохтона она залегает полого в Даубайской зоне (см. рис. II, т. н. I3), а в северо-восточном борту Чарской структуры обнажается в виде круто падающих на северо-восток тектонических чешуй (см. рис. II, т. н. I4).

Внутренняя структура отложений очень сложная. Осадочные горизонты внутри разреза смяты в складки, однако из-за сильного меланжирования чаще наблюдаются только их фрагменты. Замки угловатые, вдоль осевой плоскости проходят зоны трещиноватости или мелкие разрывы с незначительной амплитудой смещения. Складки сжатые, напряженные, углы падения крыльев крутые ($70-80^{\circ}$), а осевые линии ориентированы согласно с общим простиранием Чарской структуры. Это хорошо видно в Даубайской зоне первого участка в районе ущ. Беркуты (см. рис. II, т. н. 39). Иногда встречаются складки с округлыми, почти цилиндрическими замками.

Интересно, что складки описанного типа наблюдаются внутри осадочных горизонтов, общая же складчатая структура формации, фиксирующаяся по горизонтам осадочных образований, другая, складки более крупные по размерам, чаще встречаются только фрагменты складок - их ядерные части.

Внутри останцов тектонического покрова широко развиты зоны брекчирования. В таких зонах глыбы размером несколько метров представлены массивными диабазами или диабазовыми порфиритами и яшмами. Цемент - мелкообломочная масса кремнистого состава, нередко с примесью карбоната, зоны маркируют разломные нарушения типа надвигов. Плоскости разрывов наклонены на юго-запад. Об этом свидетельствует форма выходов на поверхность сместителей надвигов, обращенных выпуклостью на северо-восток. Внутрiformационные надвиги, вероятно, образовались во время покровообразования, в результате которого покровы могут расщепляться на несколько частных пластин (или покровов), локально перекрывающих друг друга /Ажигрей, 1977/.

Породы ультрабазитовой формации (серпентинитовый меланж) распространены в основном в северо-восточном борту Чарской зоны, среди крупных тектонических чешуй, и лишь иногда встречаются в подошвах покровов нижнего аллохтона.

Полосы ультрабазитов обычно узкие (до 10–15 м), расслаивовка в серпентинитах совпадает с ориентировкой контакта покровов. Вероятно, пластичные породы служили смазкой при движении тектонических покровов.

Итак, пластина нижнего аллохтона протягивается вдоль всей Чарской структуры. В центральной части она перекрыта образованиями других структурных элементов. Нижний аллохтон представлен серией или пакетом тектонических покровов в юго-западном борту Чарской зоны, где он полого, с тектонической границей в основании, залегает на автохтоне. В северо-восточном борту Чарской структуры формации нижнего аллохтона выполняют серию тектонических чешуй, круто погружающихся на северо-восток. Эта зона трактуется как корневая для нижнего аллохтона, её структура будет описана в следующем параграфе.

Покровы нижнего аллохтона находятся в современной структуре в стратиграфическом беспорядке. Отложения в них смяты в складки, становящиеся наклонными, а затем и опрокинутыми при приближении к подошвам покровов.

Корневая зона

Структура северо-восточного борта Чарской зоны коренным образом отличается от юго-западного. В строении этой части зоны участвуют терригенная, олистостромовая (первый и третий комплексы), кремнисто-карбонатная, кремнистая, туфогенная, яшмо-спилит-диабазовая и ультрабазитовая формации, т.е. те, которые в юго-западном борту и в обрамлении зоны слагают автохтон и нижний аллохтон. Формации обнажаются в длинных и узких тектонических чешуях. Ширина зоны колеблется от 1–2 до 7–8 км. Формации межпокровного олистостромового комплекса и верхнего аллохтона полого перекрывают чешуи.

На первом участке картирования в Аганактинской зоне терригенная и олистостромовая формации обнажаются в тектонических чешуях, наклоненных на северо-восток под углами 60–80°. Чешуи в плане удлинённые, границы их резкие, отношение ширины к длине варьирует от 1:7 до 1:25 (см. рис. II, т.н. 2). Внутренняя структура чешуй расшифровывается с трудом, так как вследствие общей

монотонности состава толщи создается впечатление согласного залегания слоев внутри чешуи. Границы чешуй фиксируются зонами тектонического брекчирования, интенсивного окварцевания.

В центральной части Чарской зоны, вблизи родника Корып-Коппай (см. рис. I3, т.н. 5,6) терригенные отложения обнажаются в тектонических чешуях шириной 30–60 м и длиной несколько километров. Внутренняя структура большинства чешуй не расшифрована; простирание шарниров складок и чешуй совпадает (северо-северо-восточное). Границы чешуй обычно прямолинейны и маркируются зонами окварцевания.

Внутри некоторых чешуй залегание слоев моноклиналиное, лишь вблизи их границ наблюдаются приразломные складки. Простирание слоев, шарниров складок и удлинение чешуй совпадает. Границы между терригенной и олистостромовой формациями постепенные, иногда тектонические.

Таким образом, терригенные формации, слагающие в юго-западной части Чарской зоны и её обрамлении складчатую структуру, в корневой зоне обнажаются в тектонических чешуях, круто падающих на северо-восток.

Контакт тектонических чешуй, выполненных терригенной и яшмо-спилит-диабазовой формацией, хорошо виден на юге Чарской зоны, в ее северо-восточном борту (см. рис. II, т.н. I4). Слои терригенных пород простираются согласно с удлинением чешуй и лишь иногда под острым углом (10–20°) срезаются плоскостью разлома. При приближении к контакту в отложениях обычно наблюдаются более интенсивные дислокации, чем внутри чешуй, многочисленные кварцевые жилы и меланжирование. Нередко тектонически брекчированные образования образуют зоны (до 10–15 м), простирающиеся согласно с разломами, ограничивающими чешуи.

На втором участке картирования наблюдаются крутые контакты чешуй, сложенных терригенной, кремнисто-карбонатной, туфогенной и ультрабазитовой формациями. Интересен контакт кремнисто-карбонатной и терригенной формации на северо-восточных склонах г. Уйткума (см. рис. I3, т.н. I6). Здесь кремнисто-карбонатная формация обнажается в узкой (40–50 м) тектонической чешуе. Хорошо видно, что на её границах слои подвернуты и образуют изоклиналиную складку. В обоих крыльях слои наклонены по аз. пад. 65°, уг. пад. 70°. В ядре фиксируется горизонтальное залегание слоев. Шарнир

складки простирается согласно с границами чешуи. Судя по прямолинейной форме контакта, он крутой. В отдельных обнажениях проведены непосредственные измерения крутизны контакта ($65-85^{\circ}$). Контакт погружается на северо-восток.

На третьем участке картирования (см. рис. I5, т.н. I7, I8) контакты терригенной, олистостромовой, ультрабазитовой, кремнисто-карбонатной, кремнистой и туфогенной формаций, обнажающихся в тектонических чешуях, крутые, погружаются на северо-восток под углами $60-80^{\circ}$.

В Аганактинской зоне первого участка картирования туфогенная формация обнажается в вытянутых с юго-востока на северо-запад тектонических чешуях, круто падающих на северо-восток (см. рис. II, т.н. 25, 26; рис. I3, т.н. 27, 28; рис. I5, т.н. 29). Чешуи обычно очень узкие, отношение длины к ширине не более 10:1. Замыкание чешуй острое, залегание слоев, в немногих случаях, когда его можно заметить из-за интенсивного меланжирования отложений, моноклиальное, падение чаще всего северо-восточное. Иногда наблюдаются ненарушенные складки, тогда их осевые плоскости падают на северо-восток почти под такими же углами, что и границы чешуй.

Внутри чешуй, представленных туфогенными образованиями, также картируются зоны более интенсивного, чем обычно, расщепления, а иногда и брекчирования. Таким образом, нельзя воспринимать чешуи как нечто целое, как ненарушенные фрагменты разреза. На карте иногда показаны наиболее крупные зоны, нарушающие структуру отдельных чешуй (см. рис. I3, т.н. 30).

Довольно часто внутри чешуй, сложенных туфогенными породами, встречаются фрагменты отложений других формаций, обычно интенсивно меланжированные. При более детальном рассмотрении таких включений выясняется, что это тектонические клинья, втащенные или вдавленные внутрь более крупных.

Кремнисто-карбонатные образования на юге Чарской зоны развиты незначительно — это несколько мелких чешуй (максимальные размеры — несколько сотен метров), заключенных в серпентинитовом меланже. В направлении на северо-запад роль кремнисто-карбонатных образований в структуре возрастает. Размеры тектонических чешуй становятся больше и достигают 8-10 км в длину, при ширине до 0,8-1 км (см. рис. I3, т.н. 33). В таких крупных чешуях стано-

вится уже возможным картировать складчатую структуру. В большинстве случаев сохраняются только фрагменты складок, слои чаще всего падают субвертикально. Иногда по градационной слоистости в кремнисто-карбонатных отложениях устанавливается опрокинутое залегание слоев в отдельных чешуях.

В случаях, когда картируются складки с сохранившейся ядерной частью (они встречаются в крупных чешуях), видно, что в менее нарушенной дизъюнктивными части чешуй замки складок тупые, углы падения их крыльев не превышают $40-60^\circ$. Осевые плоскости близки к вертикальным. При приближении к границам чешуй складки становятся наклонными, затем опрокинутыми, более напряженными, сжатыми. Замки складок чаще всего острые, иногда округлые. Простирание осей складок согласно с общим простиранием Чарской зоны, слои под небольшими (не более 30°) углами срезаются границами чешуй.

На втором участке закартировано несколько мелких, узких (отношение ширины к длине 1:10), круто наклоненных на северо-восток тектонических чешуй кремнистого состава; внутренняя структура в них плохо расшифровывается из-за монотонности разреза. Следует заметить, что в кремнистых отложениях, вероятно, в связи с их малой пластичностью, формируются в основном не складчатые, а разрывные нарушения: сжатые, разорванные в замковой части складки наблюдаются только на границах чешуй.

Кроме того, в этой части зоны закартирована крупная тектоническая чешуя довольно сложной формы (широкая в средней части и значительно сужающаяся к краям, см. рис. 13, т. н. 34).

Внутренняя структура этой чешуи расшифрована не до конца, но по единичным прослоям видно, что на северо-восточной и юго-западной границах слои падают в разные стороны. Вероятно, чешуя представляет собой почти полностью сохранившуюся крупную антиклинальную складку ($17 \times 2,5$ км). Внутри нее наблюдается большое количество продольных надвигов, наклоненных на северо-восток под углами от 40 до 85° . Надвиги в современной структуре подчеркнуты зонами окварцованных пород темно-красного или черного цвета. Мощность зон окварцевания до 20-25 м. В средней части данная тектоническая чешуя осложнена поперечными сдвигами и сбросо-сдвигами /Беляев, 1982/, которые также подчеркиваются зонами окварцевания, подобными вышеописанным. Ограничениями чешуи слу-

жат мощные (до 100 м) зоны тектонической брекчии, в составе которой преобладают обломки кремнистых пород, а также образований, слагающих соседние чешуи.

Существенную часть разреза в северо-восточном борту Чарской зоны слагают ультрабазиты. Они выполняют самостоятельные чешуи и пространство между тектоническими чешуями. На поверхности ультрабазитовая формация наблюдается в виде узких линейных полос мощностью несколько десятков, реже сотен метров. Однако в местах выклинивания тектонических чешуй выходы меланжа на поверхность нередко сливаются и образуют раздувы шириной 1-2 км (район г. Чарска, см. рис.15).

По материалам Н.Л.Добрецова и др. /1978/, серпентинитовый меланж в северо-восточной части Чарской структуры погружается на северо-восток под углами $20-45^{\circ}$ так же, как и чешуи других пород. Углы падения чешуй несколько занижены, на самом деле они составляют от 50 до 85° , о чем свидетельствуют замеры во многих обнажениях. Не противоречат этому и геофизические данные. По данным сейсморазведки МОВ, центральная часть Иртыш-Зайсанской складчатой системы до глубины 7-10 км фиксируется целой серией нарушений /Щерба и др., 1976/, падающих на северо-восток под углами $50-75^{\circ}$.

По материалам Н.К.Булина и др. /1969/, зона, связанная с Чарской структурой, прослежена по сейсмическим данным до глубины 130 км. Угол наклона зоны - около 70° . Разлом, приуроченный к этой зоне, связан с нижней частью земной коры или с верхними частями верхней мантии.

Различия во взглядах на глубину заложения Чарской структуры (Н.К.Булин, 1969 - до 10 км, возможно, и глубже; Н.Л.Добрецов и др., 1978; П.В.Ермолов и др., 1981 - лишь до 10 км) обуславливаются тем, что оценка производится различными методами. По данным МОВ, на которые ссылается П.В.Ермолов и др. /1981/, невозможно оценить глубины, большие чем 10-15 км. В недавно вышедшей работе Г.Н.Щербы и др. /1984/ показан глубинный геолого-геофизический профиль, построенный с учетом имеющихся на настоящее время данных. Глубина залегания Чарского глубинного разлома, по данным этих исследователей, - до 120 км, область интенсивного преобразования мантии предполагается до 260 км.

Таким образом, мы считаем, что нельзя игнорировать данные,

свидетельствующие о глубинном заложении структуры, выходящей на поверхность в северо-восточном борту Чарской зоны. Новые материалы, более детально показывают строение верхней части зоны, до глубины около 20 км /П.В.Ермолов и др., 1981/.

Наиболее характерной чертой внутренней структуры ультрабазитов, обнажающихся в северо-восточном борту зоны, является интенсивная рассланцовка, ориентировка которой совпадает с границами тектонических чешуй. Сланцеватость круто ($50-85^{\circ}$) наклонена на северо-восток (см. рис.13, т.н. 40; рис.15, т.н. 41).

На основании вышесказанного можно утверждать, что в северо-восточном борту Чарской структуры наблюдается зона шириной до 8-10 км, представленная круто наклоненными на северо-восток тектоническими чешуями.

Чешуи представлены формациями, которые в юго-западном борту Чарской зоны слагают автохтон и нижний аллохтон, только в северо-восточном борту они "поставлены на голову". Непосредственных переходов от тектонических покровов к чешуям в настоящее время не существует. По геофизическим данным, зона тектонических чешуй прослеживается по меньшей мере до глубины 130 км. Эта зона интерпретируется как корневая для нижнего аллохтона.

Межпокровный олистостромовый комплекс

Этот комплекс сложен олистостромовой формацией и обнажается на первом и втором участках картирования (см. рис.11, т.н. 42, 43; рис.13, т.н. 44). В южной части зоны он перекрывает автохтон, покровы нижнего аллохтона туфогенного и яшмо-спилит-диабазового состава, в центральной части, в небольших по площади выходах, залегает на покрове кремнисто-карбонатного состава. Хотя выходы олистостромовых образований на поверхность невелики по площади, они имеют принципиальное значение, образуя самостоятельный структурный элемент в Чарской зоне и знаменая определенный этап ее формирования.

Межпокровный олистостромовый комплекс полого залегает на подстилающих образованиях автохтона и нижнего аллохтона, а местами и на тектонических чешуях корневой зоны. Об этом свидетельствует неровная в плане граница его выходов на поверхность.

В многочисленных эрозионных полуокнах обнажаются породы автохтона или нижнего аллохтона.

Очень нагляден контакт олистостромовой и туфогенной формаций вблизи отметки 700.5 (левый берег р.Чар в районе пионерлагеря, см. рис.II, т.н. 45). Здесь смятые в изоклинальные складки отложения туфогенной формации, представленные туфами, кремнистыми породами и олистостромами, перекрываются тоже складчатой олистостромовой толщей ($C_{1n}-C_2$). Складки в туфогенной толще узкие, сжатые, общее простирание шарниров – северо-западное, углы падения крыльев от 50° до 90° (рис.I9), часто встречаются опрокинутые складки. Олистостромовые образования грубослоистые, мощности слоев-горизонтов – до 10–15 м, они смяты в пологие складки. Углы падения крыльев $15-25^\circ$. По простиранию слои утыкаются в контакт.

Граница туфогенной и олистостромовой формаций примерно совпадает с горизонталями рельефа. В виде полосы шириной 35–40 м обнажения туфогенной формации вдаются в образования межпокровного олистостромового комплекса. Длина полосы около 250 м. По расчетам пластовых треугольников углы наклона контакта – до $25-30^\circ$. Отсутствие приразломных изменений на контакте говорит в пользу его стратиграфической природы. О этом же свидетельствует заполнение олистостромовыми образованиями впадин в рельефе кровли нижнего аллохтона. Это видно в южной части Чарской зоны (см. рис.II, т.н.43). Здесь олистострома залегает на покрове туфогенного состава нижнего аллохтона и, на небольшом протяжении, на автохтоне. Полоса выходов межпокровного олистостромового комплекса на поверхность имеет совпадающие с горизонталями рельефа границы. Размеры выходов – 300 м x 1 км. Юго-западнее и северо-восточнее гипсометрически выше олистостромовых образований залегают туфогенные породы. Таким образом, олистострома выполняет впадину в рельефе кровли нижнего аллохтона.

На втором участке картирования вблизи род.Саттык (см. рис. I3, т.н.44) олистострома полого залегает на покрове кремнисто-карбонатного состава. Это хорошо видно в отдельных обнажениях, подтверждается плавно изгибающейся на поверхности формой контакта. По пластовым треугольникам контакт в этом обнажении падает на северо-запад под углами $20-30^\circ$. На большом протяжении он осложнен субвертикальными разломами. Породы в зонах разломов милонитизированы.

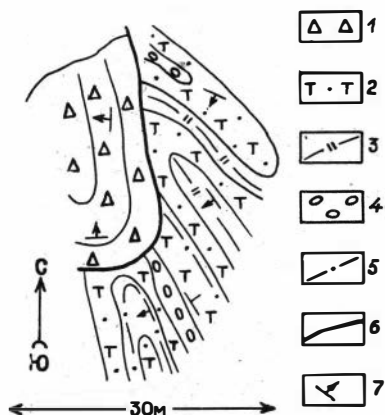


Рис. 19. Контакты межпокровного олистостромового комплекса и туфогенного покрова нижнего аллохтона, т. н. 45, на рис. II (план).

1 - олистострома, 2 - туфы, 3 - кремнистые породы, 4 - туфогравелиты, 5 - слоевые границы, 6 - границы структурных элементов, 7 - элементы залегания.

Нередко сланцеватость изгибается на слоевых границах и обтекает отдельные глыбы. Вероятно, переориентировка некоторых олистолитов связана с рассланцеванием. Первоначально они залегали согласно с общей слоистостью.

Образования олистостромовой формации интенсивно тектонизированы, во многих случаях олистострома меланжирована. Особенно хорошо это заметно в верхней части межпокровного олистостромового комплекса, близ контакта с перекрывающимися образованиями верхнего аллохтона. Здесь олистостромовые образования превращены в меланж полностью, нет и тех немногочисленных следов оползневых деформаций, которые присутствуют в более низких частях разреза олистостромы.

Таким образом выяснено, что межпокровный олистостромовый комплекс полого с размывом перекрывает тектонические покровы нижнего аллохтона, автохтона и тектонические чешуи корневой зоны.

Внутренняя структура межпокровного олистостромового комплекса. Слои в таком комплексе смяты в складки (см. рис. 6), размах крыльев которых достигает 200-250 м, чаще - 15-30 м. Складки почти симметричные, редко с небольшим (до 20°) наклоном осевых поверхностей на юго-запад, замки округлые, углы падения крыльев колеблются от 15 до 50° . На крыльях складок горизонты часто выклиниваются, при этом создается впечатление частично несогласного залегания горизонтов внутри олистостромовой толщи. Отложения олистостромовой формации рассланцеваны, плоскости сланцеватости под углом ориентированы к слоистости.

Верхний контакт олистостромовых образований — тектонический. Внутреннее строение и структурное положение позволяет отнести их к тектоно-гравитационным микститам по классификации М.Г.Леонова /1981/.

Из приведенных данных можно сделать вывод о том, что отложения олистостромовой формации обладают своеобразным внутренним строением, составом и структурой и слагают самостоятельный структурный элемент — межпокровный олистостромовый комплекс. На нижнем аллохтоне, а местами на автохтоне он залегает полого с размывом.

Верхний аллохтон

Представлен двумя тектоническими покровами: андезитобазальтового и карбонатного состава. Эти покровы распространены на территории всей Чарской зоны, включая северо-западную часть (Аркалыкскую зону).

На большей части территории Чарской, а также в Аркалыкской зоне верхний аллохтон (см. рис. II, I6) в виде останцов тектонических покровов полого перекрывает другие структурные элементы и корневую зону. На центральном участке картирования андезитобазальтовая формация верхнего аллохтона обнажается в узких протяженных чешуях (см. рис. I3).

В южной части Чарской структуры верхний аллохтон перекрывает автохтон, а также туфогенный, кремнистый и яшмо-спилит-диабазовый покровы нижнего аллохтона; межпокровный олистостромовый комплекс, крутые тектонические чешуи в северо-восточном борту зоны.

Хорошо виден контакт покровов верхнего аллохтона с автохтоном на левом берегу р. Чар в районе отметки 731.8 (см. рис. II, т. н. 46). Автохтон представлен здесь терригенной формацией (среднезернистые песчаники и алевролиты), залегающей моноклиально (аз. пад. 250° , уг. пад. $60-70^{\circ}$). При приближении к контакту с верхним аллохтоном в толще автохтона появляются складки, простирающие шарниров которых субширотное. Складки дисгармоничные, "вихреобразные". Хорошо видно, как горизонты терригенных пород под углами $30-40^{\circ}$ подходят к толщам верхнего аллохтона и погружаются под него (рис. 20).

И андезитобазальты, и карбонатные породы на контакте милонитизированы, милониты представлены тектонической глиной мощностью до 10 см. По пластовым треугольникам видно, что плоскость контакта в данном обнажении погружается на северо-запад под углами 15–20°. На значительном протяжении контакт нарушен вертикальными разломами, простирание которых 270–290°. Эти нарушения формируют ступенчатую структуру, в которой чередуются горстообразные выступы и грабенообразные впадины.

Контакт карбонатного покрова верхнего аллохтона и яшмо-спилит-диабазового покрова нижнего аллохтона наблюдается на правом берегу р. Даубай. На большом протяжении он осложнен субвертикальными нарушениями, затупёвывающими первоначальные соотношения, однако иногда они видны, например, в одном километре на северо-восток от вершины 792.0 (см. рис. II, т. н. 47). Здесь контакт яшмо-спилит-диабазовой и карбонатной толщ вскрывается в глубоком овраге. В стенках оврага угол падения контакта 25–30°, аз. пад. 15–20°. Дислокации при приближении к контакту становятся интенсивнее, на самом контакте эффузивы основного состава перетерты и осветлены (рис. 21).

Контакт карбонатной формации и олистостромы межпокровного олистостромового комплекса наблюдался на правом берегу р. Чар, в 1,5 км южнее пионерлагеря (район отметки 695.1, см. рис. II, т. н. 48). Известняки слагают возвышение в рельефе, основание которого представлено олистостромой. Плоскость контакта наклонена по аз. 190° под углом 15°. Олистострома вблизи контакта интенсивно меланжирована, превращена в тектоническую брекчию, мощность зоны брекчирования 5–6 м.

В Аркалыкской зоне (см. рис. I6, т. н. 49, 50) андезитобазальтовый покров полого, с тектоническим контактом в основании перекрывает туфогенный покров и автохтон. Тектонический характер контакта доказывается брекчированием и будинажем на контакте, интенсивной складчатостью (рис. 22). Породы туфогенной формации обохрены, наблюдаются многочисленные кварцевые жилы и зеркала скольжения /Беляев, Буслев, 1980/.

В северной части Чарской структуры (см. рис. I5) андезитобазальтовый покров верхнего аллохтона в виде крупных останцов почти изометрической формы (10 x 5 км), с плавно изгибающейся согласно рельефу границей полого перекрывает отложения автохтона и нижнего аллохтона.

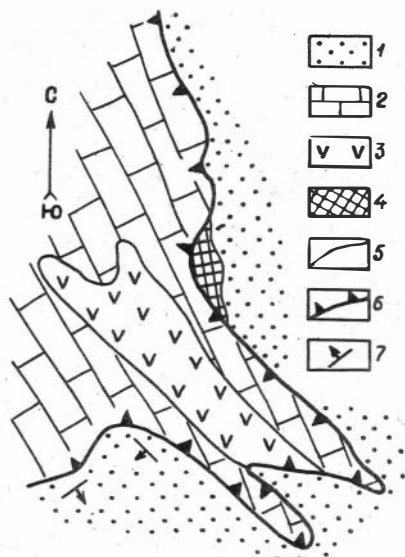


Рис.20. Контакты автохтона и верхнего аллохтона, т.н. 46, на рис. II (план).

1 - терригенные породы, 2 - известняки, 3 - андезитобазальты, 4 - тектоническая брекчия, 5 - границы формаций, 6 - граница автохтона и верхнего аллохтона, 7 - элементы залегания.

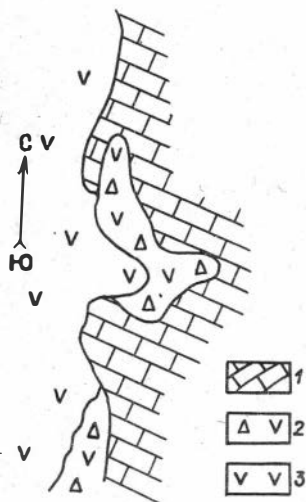


Рис.21. Контакт карбонатной и яшмо-спилит-диабазовой формаций, т.н. 47, на рис. II (план).

1 - известняки, 2 - тектоническая брекчия, 3 - эффузивы основного состава.

В 2 км северо-западнее п.Новотаубинка (см. рис.15, т.н.51) покров андезитобазальтового состава полого залегает на туфогенных образованиях нижнего аллохтона. В подошве андезитобазальтов прослеживается зона милонитизированных пород мощностью до 1,5-2 км.

Выходы карбонатных пород на северном участке более мелкие (до 1 км), перекрывают нижележащие пачки всегда с тектоническим контактом в основании (см. рис.15, т.н. 52,53).

На втором участке картирования (см. рис.13, т.н. 54,55)

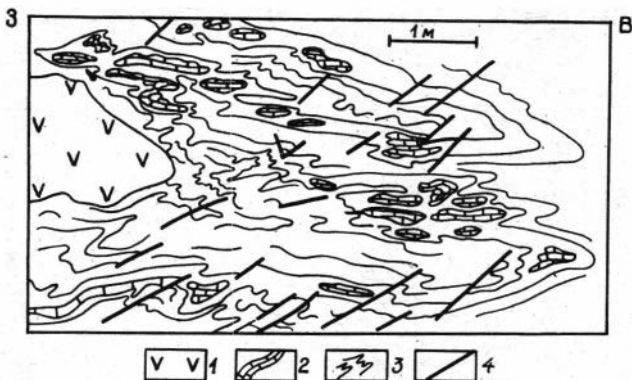


Рис.22. Дисгармоничная складчатость в подошве андезитобазальтового покрова в Аркалыкской зоне, т.н. 49, на рис.16 (разрез).

I - базальты, 2 - карбонаты, 3 - мелкие складки, 4 - тектонические нарушения.

карбонатный покров вместе с андезитобазальтовым залегает в виде пологих останцов на юго-востоке. Размеры выходов - до нескольких десятков км. В подошве всегда тектоническая брекчия, нередко - бирбириты, листовиты и гранатовые сланцы (если под верхним аллохтоном залегает ультрабазитовая формация). Очертания останцов покрова в плане извилисты, наблюдается большое количество окон и полуокон, в которых обнажаются образования других структурных элементов. По пластовым треугольникам углы падения контакта не более 30° .

Кроме того, в центральной части Чарской зоны андезитобазальтовая формация обнажается в узких, круто (под углами $60-80^{\circ}$) падающих на северо-восток тектонических чешуях. Здесь многократно повторяются фрагменты разреза формации. К контактам степень дислоцированности пород обычно увеличивается, иногда границы маркируются зонами тектонических брекчий до 0,5 м мощностью.

Внутренняя структура верхнего аллохтона. Андезитобазальтовый и карбонатный покровы почти всегда встречаются вместе, андезитобазальтовый подстилает карбонатный и как бы "припаян" к нему несмотря на то, что контакт между ними тектонический. Об этом

свидетельствует зона (до нескольких см) милонитизации на контакте, а также погружение горизонтов андезитобазальтов (D_3-C_1) под карбонатные породы (D_{1-3}).

Лишь в центральной части Чарской структуры андезитобазальты в чешуях оторваны от карбонатных пород, а в Аркалыкской зоне образования карбонатной формации совсем отсутствуют.

Андезитобазальтовые толщи дислоцированы по-разному в полого залегающих останцах тектонического покрова и в чешуях.

Преимущественное залегание пород внутри останцов — субгоризонтальное. Наблюдаются малоамплитудные, несколько асимметричные (угол падения осевых плоскостей на северо-восток до 85°) складки с округлыми тупыми замками. Только вблизи подошвы останцов складки становятся линейными и изоклинальными, вплоть до пережатых. Осевые плоскости складок круто ($45-80^{\circ}$) падают на северо-восток. Ненарушенные складки встречаются редко, чаще наблюдаются их фрагменты.

Иначе дислоцированы андезитобазальты в тектонических чешуях. В центральной части крупных чешуй породы чаще всего стоят "на головах" и лишь вблизи контактов наблюдается наклон слоев. Этот наклон часто свидетельствует о направлении смещения чешуй относительно друг друга. Прослой осадочных пород внутри эффузивов невелики по мощности (не более 30–40 см), быстро выклиниваются по простиранию, туфовые разности переходят в эффузивы постепенно, а кремнистые алевролиты и немногочисленные линзовидные прослой карбонатов имеют с эффузивами резкие границы. По осадочным и вулканогенно-осадочным прослоям обычно и дешифрируется внутренняя структура формации.

Карбонатная формация слагает пологозалегающие останцы тектонического покрова. В подошве повсеместно развита тектоническая брекчия. Она состоит из обломков известняков и отложений, залегающих в данном месте ниже по разрезу и сцементированных мелко-обломочной массой того же состава. Иногда в тектонической брекчии наблюдаются обломки лиственитизированных пород зеленого цвета и биробритов. Подошва останцов чаще всего неровная, встречаются карманообразные западины, заполненные тектонической брекчией.

В подошве останцов наблюдаются складки /Полянский и др., 1979/, размах крыльев которых достигает несколько десятков мет-

ров, замки округлые, крылья падают под углами 30–80°. Складки почти симметричные.

В Даубайской зоне южного участка картирования (см. рис. II), где отложения верхнего аллохтона (преимущественно карбонатной формации) развиты широко, зеркало складчатости в его подошве, судя по гипсометрическим отметкам, полого, под углами не более 15° погружается на северо-восток-восток. Здесь образования карбонатной и андезитобазальтовой формаций верхнего аллохтона слагают наиболее приподнятые формы рельефа. Следовательно, в юго-западной части Чарской зоны (Даубайская) верхний аллохтон образует антиформную структуру.

В северо-восточной части Чарской зоны (Аганактинская) останцы покровов верхнего аллохтона меньше по размерам, более вытянуты. Их подошвы погружаются на северо-северо-запад. Таким образом, по подошве верхнего аллохтона Чарская зона является антиформой в юго-западной части и синформой в северо-восточной части.

Однако в обнажениях образования верхнего аллохтона чаще всего круто залегают на подстилающих отложениях. Это объясняется тем, что в подошве верхнего аллохтона картируется густая сеть вертикальных или субвертикальных разломов, показанных на рис. 23. Амплитуда смещения по этим разломам невелика и не превышает нескольких десятков метров. Эти тектонические нарушения в значительной мере спрямляют очертания останцов верхнего аллохтона и образуют в их подошвах ступенчатую структуру: чередование грабен и горстов. Ориентировка осложняющих нарушений чаще всего совпадает с простиранием шарниров складок в подошве верхнего аллохтона.

Внутренняя структура отложений карбонатной формации довольно сложная. Отложения смяты в дисгармоничные складки, фиксирующиеся из-за общей монотонности и массивности отложений только по кремнистым прослоям. При внимательном изучении в отдельных обнажениях насчитывается до четырех разнонаправленных систем складок.

В многочисленных эрозионных окнах и полуокнах в останцах карбонатного тектонического покрова, приуроченных к понижениям в рельефе, обнажаются породы нижележащих комплексов. Это также свидетельствует о пологом залегании верхнего аллохтона.

Таким образом, можно сделать вывод, что покровы верхнего аллохтона распространены на территории всей Чарской зоны. Они

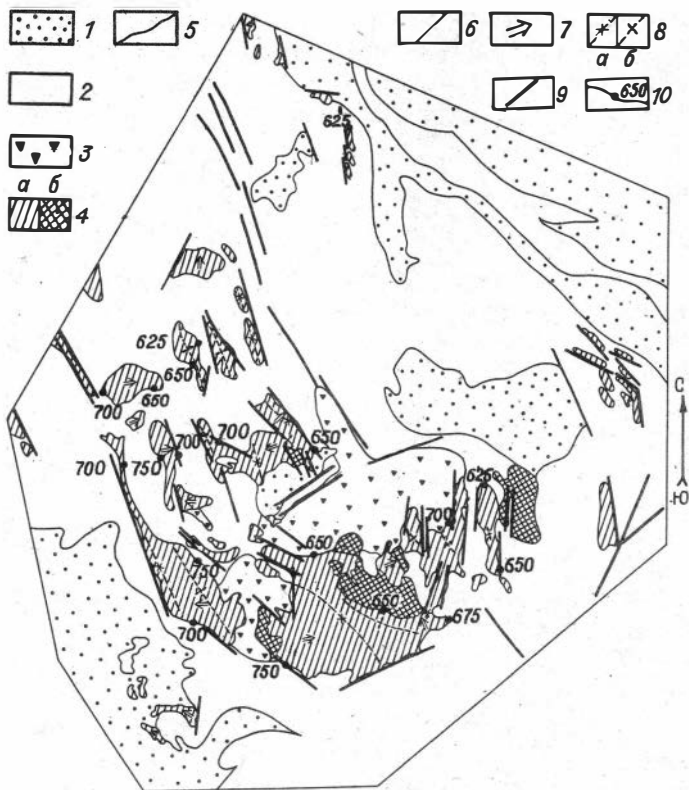


Рис.23. Структура верхнего аллохтона на юге Чарской зоны.

Фундамент верхнего аллохтона: 1 - автохтон, 2 - нижний аллохтон, 3 - межпокровный олистостромовый комплекс; 4 - верхний аллохтон: а - карбонатный тектонический покров, б - андезитобазальтовый тектонический покров; 5 - границы структурных элементов; 6 - границы тектонических покровов; 7 - направление погружения подошвы верхнего аллохтона; 8 - оси складок в подошве верхнего аллохтона: а - синформных, б - антиформных, 9 - вертикальные разломы, 10 - гипсометрические отметки подошвы верхнего аллохтона.

слагают пологозалегающие останцы, перекрывающие автохтон, нижний аллохтон и межпокровный олистостромовый комплекс. Исключение составляет лишь центральная часть Чарской зоны, где андезитобазальты обнажаются в крутопадающих тектонических чешуях.

Общая характеристика структуры

Чарская зона имеет покровно-корневое строение. Выделены следующие структурные элементы: автохтон, нижний аллохтон, межпокровный олистостромовый комплекс, верхний аллохтон, корневая зона нижнего аллохтона.

Автохтон слагает обрамление структуры и ее основание. Внутри Чарской зоны он обнажается в эрозионных окнах, а в северо-восточном борту (в корневой зоне) — в крутых тектонических чешуях.

Породы автохтона смяты в складки, преимущественно симметричные, становящиеся наклонными вблизи тектонических нарушений, а при приближении к северо-восточному борту структуры приобретающие опрокинутый характер.

Нижний аллохтон слагает большую часть территории Чарской зоны, обнажается на всем ее протяжении. В юго-западной части Чарской зоны пакет покровов, составляющих нижний аллохтон, полого залегают на автохтоне, образуя синформную структуру. В северо-восточном борту формации, встречающиеся в покровах нижнего аллохтона, обнажаются в крутых тектонических чешуях, приуроченных к системе крутых разломов; зона в которой локализуются разломы, интерпретируется как корневая.

Отложения нижнего аллохтона в покровах интенсивно дислоцированы, степень дислоцированности разная в различных покровах, но в общем её интенсивность убывает от более древних к более молодым отложениям.

Каждый из тектонических покровов, входящих в состав нижнего аллохтона, распадается на ряд частных покровов или пластин.

Межпокровный олистостромовый комплекс обнажается в ядерной части Чарской структуры, преимущественно в южной. Олистостромовые образования плащеобразно (полого с размывом) перекрывают автохтон и нижний аллохтон во всех частях Чарской зоны. Значитель-

ная часть олистостромовых образований перекрыта верхним аллохтоном. В современной структуре межпокровный олистостромовый комплекс разделяет пакеты тектонических покровов. Горизонты внутри него смяты в крутые с округлыми замками симметричные складки.

Тектонические покровы верхнего аллохтона обнажаются на протяжении всей Чарской зоны. Верхний аллохтон полого, с тектонической границей в основании перекрывает нижележащие структурные элементы. Подошва верхнего аллохтона образует сопряженные анти- и синформные структуры в юго-западной и северо-восточной частях Чарской зоны. В срединной части зоны отложения верхнего аллохтона уничтожены эрозией.

Границы выходов верхнего аллохтона на поверхность осложнены вертикальными разломами, создающими чередование грабенов и горстов. Амплитуды смещения по разломам достигают нескольких десятков метров. В более глубоких частях разреза эти нарушения не фиксируются.

Таким образом, Чарская зона выглядит как антиклинальная структура; возраст пород омолаживается от ядерной части к периферии (от нижнего палеозоя до намюра). Однако после исследований стало ясно, что выделенные структурные элементы выполняют сопряженные син- и антиформные структуры, в северо-восточном борту Чарской структуры наблюдается зона корней нижнего аллохтона, уходящая на большую глубину.

Г л а в а У

ОЛИСТОСТРОМЫ, СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ И ИХ МЕСТО В СТРУКТУРЕ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

В пределах Чарской зоны широко распространены олистостромовые образования и серпентинитовый меланж. В последние 20 лет эти формации привлекают пристальное внимание широкого круга исследователей в связи с тем, что они свидетельствуют об определенном способе формирования структуры, типе тектонических движений и т.д. Однако в настоящее время не существует единой точки зрения по поводу образования этих формаций и, соответственно, их значения в выяснении определенных особенностей формирования тектонических структур.

Именно поэтому в данной главе будет проведен анализ понятий олистостромовых образований и серпентинитового меланжа, взглядов на механизм их образования, сделана попытка выяснения их места в структуре изучаемого региона и роли в процессе её формирования.

Олистостромы

В последнее время олистостромы привлекают внимание многих исследователей, так как вне всякого сомнения знаменуют своим появлением этапы интенсификации тектонических движений. Нередко олистостромы описывались, да и в настоящее время описываются под различными названиями: "склоновые мегабрекчи", "вадунные конгломераты", "тиллитоидные или тиллитовидные породы", "дикий флиш", "микститы", "осадочный меланж" и т.д. Впервые термин "олистострома" употребил Г.Флорес на нефтяном конгрессе в Италии в 1955 году /Flores, 1955/ для обозначения хаотических аккумулятивных осадков в разрезе. Твердые скальные включения в них он назвал олистолитами. С тех пор термин "олистострома" получает более широкое признание.

Приведем несколько определений олистостромы, встречающихся в работах последних лет. Перед этим следует заметить, что почти в каждом из них есть указание на способ формирования олистостромовых образований.

Термин "олистострома" употребляется в настоящее время для обозначения четко ограниченных в пространстве тел, сложных комплексом отложений, характерной чертой которых является наличие мощных свалов несортированного материала, хаотически нагроможденного, ассоциирующегося чаще всего с тонкозернистыми песчано-глинистыми осадками. Это определение, данное М.Г.Леоновым /1978/, несет в себе основные морфологические черты грубообломочных образований, описывающихся под вышеперечисленными названиями.

Другие авторы /Щерба, 1975 и др./ добавляют более мелкие морфологические признаки в определение: олистостромы – осадочные отложения, характеризующиеся гетерогенным строением и хаотическим скоплением, накапливаются как полужидкие тела и переслаиваются с нормальными осадочными породами. В "Толковом словаре английских геологических терминов" /1978, с.411/ дано следующее определение. "Олистострома – осадочное тело, состоящее из хаотического скопления перемешанных гетерогенных образований, накапливающихся при подводном гравитационном оползании или обваливании неконсолидированных осадков. Это картируемые стратиграфические единицы линзовидной формы, не имеющие настоящей слоистости, но залегающие среди нормальных стратиграфических толщ".

Морфология олистостром описывается в приведенных выше определениях четко, однако относительно способа формирования имеются различные точки зрения:

1. Олистостромы формируются за счет гравитационного перемещения в бассейн седиментации частей тектонических покровов /Щерба, 1975/.

2. Олистостромы – образования тектоноосадочной природы, формируются за счет разрушения тектонических покровов и надвигов, раздробления и скальвания подошвенных частей покровов, разрушения их фронтальных частей /Леонов, 1970/.

3. Олистострома – образования типа меланжа, имеющие тектоническое происхождение, они всегда связаны с фазами резких тектонических движений /Белостоцкий, 1977а,б/.

4. Дикий флиш и олистострома часто образуются перед фронтом тектонического шарьяжа за счет материала, обваливающегося и оползающего с фронтальной части тектонической пластины /Буртман, 1973/. Некоторые авторы предлагают вообще не называть олистостромами подводно-оползневые образования, в которых не обнаруживается непосредственная связь между тектоническими покровами и осадконакоплением, так как формирование олистостромы, по их мнению, неразрывно связано с тектоническими движениями масс в горизонтальном направлении /Соколов, 1977/.

Многие из исследователей считают, что формирование олистостромы относится к определенным стадиям геосинклинального процесса. И.И.Белостоцкий /1977в, 1978/ утверждает, что их образование приурочено к средне- и позднегеосинклинальным стадиям развития, когда накапливаются продукты размыва растущих поднятий: граувакк, флиша, моласс. Книппер А.Л., Руженцев С.В. /1977/ считают, что время становления покровов, а, следовательно, и формирование олистостром, приурочено к тому моменту, когда начинается замыкание геосинклинали (происходит шарьирование внутренних зон на внешние).

Другая группа исследователей считает олистостромы не всегда связанными с разрушением фронтальных частей тектонических покровов.

По мнению Д.Рихтера, олистостромы – результат медленного движения подводных грязевых потоков, насыщенных обломками. Причина откальвания таких обломков – сочетание тектонических и гравитационных сил /Richter, 1975/. В.Шван считает, что олистостромы и флиш – результат доорогенных или раннеорогенных мутьевых потоков, которые вместе с покровами скольжения возникли в результате роста раннеорогенных поднятий /Schwan, 1974/. Время формирования олистостром, по его представлениям, приурочено к периоду, переходному между геосинклинальным и орогенным этапами развития системы. Олистострома определяется и как осадочные отложения, образовавшиеся в результате подводного оползания /Hsü, 1968/. С.В.Руженцев /1976/ указывает, что на Урале в середине силура возникают поднятия, у подножия которых формируются типичные олистостромы (т.е. он не связывает их с тектоническими покровами, хотя затем замечает, что в настоящее время почти общепринятой является другая точка зрения). Г.Д.Ажгирей /1977/ ут-

верждает, что олистостромы образуются при седиментации осадочных толщ, к покровной тектонике они не могут иметь отношения.

П.Эльтер и Л.Тревизан /1976/ выделяют три типа олистостром в зависимости от условий их образования.

1. Грубообломочный материал формируется за счет разрушения (вероятно, под действием силы тяжести) фронтальных частей тектонических покровов или надвигов при крупных горизонтальных тектонических движениях. Подводно-оползневые процессы отражают только способ транспортировки материала.

2. Тектоника играет роль "спускового крючка", когда на перегибе склона бассейна образуется масса обломочного материала, находящегося в неустойчивом равновесии.

Тектонические явления: сейсмический толчок, изменение угла наклона бассейна, сглаживание выступа на склоне и т.д. - вызывают условия, благоприятные для начала движения оползня.

3. Олистострома - чисто осадочное образование, возникшее в результате воздействия подводных субэаральных оползней на склоне бассейна.

Второй и третий типы олистостром должны возникать при преобладании вертикальных тектонических движений над горизонтальными.

В настоящее время появились работы, в которых описываются олистостромы, сформировавшиеся в континентальных условиях /Щерба, 1975; Леонов, 1981/.

В 1981 году вышла из печати работа М.Г.Леонова /1981/, в которой суммированы результаты исследований олистостромовых образований. Разбиваются терминологические, методические вопросы изучения олистостром. Автор вводит новый класс отложений - микститы, составной частью которого являются олистостромы. Формирование олистостром связано с двумя процессами: один ответственен за происхождение кластического материала, другой - за перемещение этого материала в пространстве. Он делит олистостромы на несколько групп "в зависимости от той роли, какую играют при их образовании тектонические движения" /Леонов, 1981, с.80/.

1. И формирование, и перемещение кластического материала связано с обвально-оползневыми процессами (действие тектонического фактора ничтожно).

2. Формирование кластического материала связано с обвально-

оползновыми процессами, но спусковой механизм для возникновения оползней – тектонические процессы (значение тектоники – косвенное).

3. Формирование кластического материала обусловлено тектоническими процессами, а перемещение – обвально-оползновыми.

4. Кластический материал, возникающий за счет тектонических процессов, практически не переотлагался, перекрываясь на месте тектоническими покровами (действие обвально-оползневых факторов ничтожно).

М.Г.Леонов предлагает называть первые два типа гравитационными микститами, замечая, что по смыслу они отвечают понятию олистостром, а 3 и 4 типы – тектоно-гравитационными микститами, к которым нельзя применять термин "олистострома".

Автор предлагаемой работы под "олистостромой" понимает четко ограниченные в пространстве геологические тела (формации) представленные хаотическим нагромождением, скоплением глыб обломочного или обвально-обломочного материала. Грубая стратификация отложений наблюдается редко. Характерна обычно тонкозернистая основная масса. Это специфическая формация, образование которой фиксирует периоды интенсивных тектонических движений. Чаще всего наблюдается связь олистостром с определенными формациями: флишем, молассами, породами офиолитовой ассоциации.

Несмотря на то, что понятие "микстит", предлагаемое М.Г.Леоновым, удобно, автор и в дальнейшем будет пользоваться термином "олистострома" как более общепринятым.

Рассмотрим олистостромовые образования, распространенные на территории Чарской зоны, и попытаемся типизировать их в рамках классификации М.Г.Леонова /1981/.

Олистостромы в структуре Чарской зоны. Впервые олистостромы, распространенные в центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы, описаны Н.В.Полянским /1978/. Им выделяется два типа олистостромовых образований, различающихся по составу и возрасту. Отчетливо, по его мнению, прослеживается связь олистостром со структурами, в пределах которых концентрируются выходы нижней части разреза, вплоть до фундамента.

Олистостромы первого типа распространены локально. Обломочно-глыбовый материал по составу сопоставляется с различными горизонтами девонских образования. Возраст цементирующей массы, по

фаунистическим остаткам, определяется как средний – поздний ви-
зе.

Олистостромовые образования второго типа распространены бо-
лее широко и входят в состав нижнекаменноугольной толщи флишoid-
ных отложений. Их горизонты согласно подстилаются, перекрываются
и замещаются по простиранию терригенными породами. Н.В.Полянский
утверждает, что состав олистостромов тесно увязывается с составом
обнажающихся в блоках более древних пород. Эта связь наиболее
хорошо заметна в Чарском поясе. Н.В.Полянский /1978, с.675/ пи-
шет: "В юго-западной части пояса, где широко представлены поро-
ды яшмо-спилит-диабазового комплекса, ..., обломочный материал
олистостромов фронтальной части покрова представлен в основном
породами именно яшмо-спилит-диабазового комплекса".

Мощность олистостромовых горизонтов, по мнению этого иссле-
дователя, весьма изменчива. В юго-восточной части Чарского офио-
литового пояса она превышает 1000 м.

Связывая формирование олистостромовых образований с перио-
дами крупных горизонтальных покровообразующих движений и имея в
виду пространственное совмещение олистостромовых образований с
покровными структурами, Н.В.Полянский /1978/ выделяет две фазы
интенсивных горизонтальных тектонических движений: поздневизей-
скую и раннеамурскую.

Позднее, в 1979 году, после комплексного изучения геологи-
ческого строения Чарского офиолитового пояса, Н.В.Полянский сов-
местно с другими исследователями конкретизирует свое мнение о
Чарских олистостромах. В зависимости от структурного положения и
состава выделяются олистостромовые образования: автохтонная (двух типов), пара-
автохтонная и аллохтонная /Полянский и др., 1979/. К автохтонным
олистостромам относятся образования первого типа, описанные
Н.В.Полянским в 1978 году. Типы олистостромов различаются по со-
ставу, что, как уже было сказано, связывается с составом перекры-
вающих тектонических покровов. Вверх по разрезу и по простиранию
они постепенно сменяют граувакки. Аллохтонная олистострома – это
средне-верхнеамурская толща. Этим олистостромом сложено осно-
вание первого покрова (известняки, кремнистые породы, андезито-
базальты). Характерная черта строения олистостромов этого типа,
как отмечают авторы /Полянский и др., 1979, с.68,69/, "переслаи-
вание олистостромовых горизонтов с пачками слоистых пород, пред-

ставленных чередованием вулканомиктовых и известковистых песчаников, кремнистых, кремнисто-глинистых, известково-глинистых алевролитов, причем слоистые породы обычно преобладают в разрезе".

Параавтохтонная олистострома ассоциируется с четвертым покровом, известняково-кремнистым, ее положение до конца не выяснено. Олистострома может являться фациальным аналогом граувакковой толщи, но в то же время она перекрывает яшмо-спилит-диабазовый комплекс. Авторы предполагают, что это результат либо более поздних тектонических движений, либо длительного накопления олистостромового комплекса. Поэтому они назвали ее параавтохтонной.

Одновременно олистостромы изучаются сотрудниками Восточно-Казахстанского геологического управления /Гредюшко и др., 1978/. Ими отмечено, что олистостромовые образования встречаются здесь на нескольких стратиграфических уровнях.

Несколько пачек олистостром, в том числе и офиолиткlastового состава встречено в аркальской свите (средний - поздний визе), ближе к ее основанию. Предполагается, что формирование этих олистостром связано с разрушением серпентинитового меланжа. Границы олистостромы с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонические.

Толща олистостромового типа входит в состав намюрской комплектинской свиты - в состав автохтона /Беляев, Соловьев, 1981/. По латерали и вертикали олистостромовые образования замещаются разногалечными конгломератами.

Еще один горизонт /Гредюшко и др., 1978/ олистостром отмечается в майтубинской свите (поздний карбон). На поверхности обнажается в нижнем течении р. Даубай и по левому берегу р. Чар. На геологической карте Восточного Казахстана /Геологическая ..., 1979/ возраст этих образований определяется как намюрский и они относятся к аганактинской свите.

Из всего сказанного Е.А. Гредюшко и др. /1978, с. 174/ делают вывод: "Характер распространения и особенности состава олистостром Чарской зоны свидетельствуют об очевидной роли в их формировании офиолитовых пластин. Среди последних встречаются как породы, слагавшие некогда фундамент океанического типа, так и перекрывающие их осадки и эффузивы. Олистостромы возникали неод-

нократно по мере сокращения и обмеления океанического бассейна во время фаз скупивания и шарьирования различных разрезов".

Автором предлагаемой работы в пределах Чарской зоны и в ее обрамлении по составу, структурному положению и возрасту выделены три олистостромовые толщи. Описав их структурное положение, взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями, попытаемся провести их типизацию.

I. Нижний олистостромовый комплекс (олистостромовая формация в автохтоне, намюр). Согласно Н.В.Полянскому и др. /1979/, это "автохтонная олистострома". Олистостромовые горизонты или их фрагменты обнажаются также в крутозалегающих тектонических чешуях в корневой зоне. Здесь их первичное залегание нарушено.

Состав олистостромы по простираению сильно варьирует, однако связи изменений состава (как матрикса, так и олистолитов) с составом перекрывающих толщ автором установлено не было. Изменение состава олистостромы связано с различными источниками сноса в пределах поднятий, обрамляющих бассейн осадконакопления намюрских отложений. Олистостромовые горизонты линзовидной, реже карманообразной формы, согласно подстилаются и перекрываются терригенными толщами. Контакты олистостром с вмещающими отложениями (как подстилающими так и перекрывающими) постепенные, т.е. стратиграфические, нечеткие, западины заполнены песчаным материалом, в котором наблюдаются подводно-оползневые и обвальные текстуры. Непосредственной связи комплекса с тектоническими покровами не обнаружено.

Названный комплекс олистостромовых образований относится к гравитационным микститам, по М.Г.Леонову /1981/, или ко второму типу олистостромовых образований, по П.Эльтеру и Л.Тревизану /1976/. Об этом свидетельствует следующий комплекс признаков: обвально-оползневые текстуры и структуры, нижний и верхний стратиграфические контакты, первично нормальные взаимоотношения с вмещающими породами. Олистостромы переслаиваются с нормальными отложениями. Встречаются олистолиты, чуждые данному бассейну седиментации. Широко распространены переотложенные грубообломочные образования (разногалечные конгломераты).

Широкое распространение в пределах Зайсанской складчатой системы олистостром этого типа дает основание предполагать ус-

тойчивое и длительное накопление грубообломочного материала на склонах бассейна осадконакопления и импульсный, периодический срыв обвалов — оползней, формирующих олистостромовые горизонты. Подобные олистостромовые образования описывались автором и ранее /Беляев, Чиков, 1980/.

2. Средний олистостромовый комплекс. Входит в состав нижнего аллохтона, его туфогенного покрова, поэтому его можно называть аллохтонным (подразумевается, что он перемещен в юго-западную часть Чарской зоны, будучи уже включенным в состав туфогенной формации). Олистостромы слагают горизонты согласные со структурой вмещающих отложений. Состав матрикса аналогичен составу вмещающих пород, а олистолиты чужды данному бассейну седиментации. В процессе геологического картирования непосредственной связи олистостромовых образований с тектоническими покровами установлено не было. Таким образом, предполагается, что горизонты олистостром образовались в результате накопления в толще туфогенных пород обломочного материала, обрушивающегося с поднятий. Образование олистостром связано преимущественно с вертикальными тектоническими движениями. Лишь позднее, в период интенсивного покровообразования и шарьирования, олистостромы, совместно с вмещающими породами, были перемещены на современную позицию и вошли в состав нижнего аллохтона.

Следовательно, этот олистостромовый комплекс можно отнести к гравитационным микститам, по М.Г.Леонову /1981/, или ко второму типу, по П.Эльтеру и Л.Тревизану /1976/, на основании следующих признаков: стратиграфические контакты и переслаивание олистостром с нормально-осадочными образованиями. Наблюдаются олистолиты, чуждые данному бассейну седиментации. Олистостромы распространены локально.

Оба комплекса олистостром относятся к гравитационным микститам, рассматриваются они отдельно, так как занимают разное структурное положение.

3. Олистостромовая формация, слагающая межпокровный олистостромовый комплекс. Она с размывом залегает на формациях автохтона и нижнего аллохтона и тектонически перекрывается карбонатным и андезитобазальтовым покровами верхнего аллохтона. Матриksom служат вулканогенно-терригенные переотложенные осадки, а олистолиты почти нацело сложены карбонатами и эффузивами среднего состава.

Признаки, присущие данному олистостромовому комплексу, наличие тектонизированного матрикса, верхний тектонический контакт, пространственная связь с тектоническими покровами, экзотические обломки в матриксе свидетельствуют о том, что по М.Г.Леонову /1981/, это тектонический микстит. Однако другая группа признаков: стратиграфический нижний контакт олистостромы, обвально-оползневые текстуры – присущи гравитационным микститам. Таким образом установлено, что третий олистостромовый комплекс (ранний – средний карбон) относится к тектоно-гравитационным микститам. Его формирование связано с разрушением фронтальных частей тектонических покровов, т.е. приурочено к горизонтальным тектоническим движениям.

Непосредственная связь олистостромы с тектоническими покровами, тектоническое перекрытие ими олистостромы свидетельствуют о том, что, по П.Зальтеру и Л.Тревизиану /1976/, этот комплекс относится к третьему типу.

Итак, на территории Чарской зоны выделяются три комплекса олистостромовых образований. Два из них относятся к гравитационным, а третий к тектоно-гравитационным микститам.

Серпентинитовый меланж

Несмотря на большое количество работ, посвященных меланжу вообще и серпентинитовому меланжу в частности, в настоящее время все еще остаются дискуссионными вопросы о его происхождении. Во многих случаях возникают дискуссии по поводу структурного положения, занимаемого серпентинитовым меланжем в складчатых областях.

Д.Деннис /1971/ дает следующее определение меланжа: "Геологическая единица, состоящая из случайных блоков различного типа пород; обычно блоки имеют длину до 50 см. Блоки разделены зонами брекчирования, напоминающими по виду тектоническую муку в зоне сброса". В "Толковом словаре английских геологических терминов" /1978, с.310/ термин "меланж" определяется следующим образом: "разнородная смесь материала горных пород, в частности картируемая зона деформированных пород, сложенная интенсивно клаважированной и раздробленной, обычно глинистой или мелкозернистой свя-

зующей массой, перемешанной с угловатыми и плохо сортированными тектоническими обломками тех же пород или экзотическими глыб и пластин".

В этих определениях подразумевается, что меланж — это тектоническая смесь или тектоническая брекчия. Употребление терминов "осадочный меланж" /Белостоцкий, 1977в/ и др. нецелесообразно, так как в нем прямо указывается на осадочное происхождение комплекса, описываемого этим термином.

Наибольшее внимание методическим, терминологическим и другим вопросам изучения меланжа и, в частности серпентинитового меланжа, в Советском Союзе уделял А.Л.Книппер. Покажем историю применения термина и современное состояние этого вопроса, воспользовавшись работами А.Л.Книппера /1971, 1973, 1975/.

Термин "меланж" впервые был применен Гринли /Greenly, 1919/ — автокластический меланж — сложно построенная брекчия, он же пользовался понятием поликинематический меланж, т.е. содержащий обломки более раннего меланжа. Этим термином воспользовались И.Бейли и У.Мак-Колин /Bajly, McCallien, 1951/, которые под названием "анкарский меланж" описали зону тектонически брекчированных пород в Турции. Они считали меланж тектоническим образованием, возникающим в результате движения аллохтона. В настоящее время тектоническая природа меланжа почти ни у кого не вызывает сомнения, однако некоторые исследователи неоднородность состава меланжа считают вторичной, т.е. связанной с тектоническим брекчированием /Nsü, 1968; Пейве, 1969; Книппер, 1971; Казьмин, 1971/. Согласно мнению другой группы, — неоднородность состава меланжа первична, так как тектоническому брекчированию подвергались осадочные брекчии, возникшие в результате оползания обломочного материала на дно бассейна осадконакопления /Gansser, 1959, 1974; Хаин, 1968/.

В 1968 году К.Сю /Nsü, 1968/ опубликовал работу, посвященную методическим вопросам изучения меланжа. Описывая меланж Калифорнии, он отметил, что это меланж с осадочным цементом. (А.Л.Книппер указывает, что такой меланж, безусловно, должен существовать, однако, его очень трудно будет отличить от тектонически переработанной осадочной брекчии — олиостромы). К.Сю решает этот вопрос, основываясь на внимательном изучении цемента. Нужно пользоваться следующими признаками. В меланже цемент де-

формирован в уже консолидированном виде, в то время как в цементе олистостромы всегда есть следы деформации неконсолидированного осадка, элементы слоистости. В меланже присутствуют глыбы, возраст которых моложе цемента, этого не бывает в олистостроме. К.Сю предлагает три правила, которыми нужно пользоваться при картировании меланжевых зон:

1. Предположение о протяженности пластов внутри меланжа не может быть обосновано.

2. В построении разрезов меланжевых зон не могут быть использованы правила построения разрезов с нормальной стратиграфической последовательностью.

3. Определение возрастного интервала формирования меланжа на основании фауны в глыбах неверно.

А.Л.Книшпер указывает, что можно добавить еще одно правило, предложенное В.Е.Хайным /1968/:

4. Нижний контакт меланжа с подстилающими образованиями всегда тектонический. Это четвертое правило служит, кроме того, еще одним признаком отличия меланжа от олистостромы.

Автор предлагаемой работы вслед за А.Л.Книшпером /1971/ считает, что нецелесообразно употреблять термины "анкарский меланж", "пестрый меланж", "францисканский меланж" и т.д.; т.е. к термину меланж добавлять географическое название. Это название не несет информации ни о способе образования меланжа, ни о его составе. Он предлагает классифицировать меланж по более существенным признакам, отражающим условия его формирования и место возникновения. Удобнее всего это делать по составу цемента, поскольку он не может быть случайным элементом в этой смеси. В таком случае и анкарский, и францисканский меланж нужно называть серпентинитовым меланжем. Когда мы имеем дело с серпентинитовым меланжем, ясно, что это тектоническое образование. Сложнее обстоит дело, когда цемент другого состава (например, терригенный). В этих случаях действительно очень трудно отличить настоящий меланж от олистостром. Однако и тогда можно говорить, например, "меланж по терригенно-карбонатным породам", "меланж по олистостроме" и т.д.

Приведем полностью определение серпентинитового меланжа, предложенное А.Л.Книшпером /1971, с.53/: "Серпентинитовым меланжем следует называть такие картируемые и имеющие конкретную

границу тела деформированных пород, которые отделены поверхностью тектонического контакта от подстилающих их геологических формаций и характеризуются наличием брекчированного серпентинитового цемента, в котором перемешаны различные по величине блоки (в том числе и экзотические), часть из которых моложе цемента". Далее А.Л.Книппер замечает, что формирование серпентинитового меланжа импульсивно и связано с этапами тектонического сжатия, во время которого серпентинитовый меланж вновь приходит в движение, усложняет внутреннюю структуру и изменяет состав.

По составу серпентинитовый меланж может быть как мономиктовым (обломки представлены серпентинитами и габбро-амфиболитами), так и полимиктовым (более разнообразные по составу обломки).

Серпентинитовый меланж в структуре Чарской зоны. Впервые о широком распространении в пределах центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы серпентинитового меланжа упоминают И.А.Ротараш, Гредюшко /1974/. Все комплексы пород, распространенные здесь, кроме терригенного, представляют собой, по мнению этих исследователей, глыбы в серпентинитовом меланже. Сам же меланж слагает тектоническую пластину очень сложного строения, полого /Геологическая ..., 1979/ погружающуюся на северо-восток. Пластина подстилается и перекрывается терригенными образованиями кокпектинской свиты наморского возраста. Источник ультраосновных образований указывается в более поздних работах этих же авторов /Ротараш и др., 1982/ - это Иртышская зона смятия.

Н.В.Полянский и др. /1979/, Н.Л.Добрецов и др. /1978/ считают, что серпентинитовый меланж приурочен к основанию пологозалегающих тектонических покровов. Выделение по составу обломочных включений три типа меланжа приурочены к трем из четырех тектонических покровов. Состав глыб в меланже зависит от того, какими формациями сложен покров.

Е.И.Паталаха и В.А.Белый /1980, 1981/ полагают, что все ультраосновные образования Чарской зоны (серпентинитовый меланж) - это протрузии, выдавленные на поверхность в результате тангенциального сжатия. Серпентинитовый меланж, согласно их представлениям, сечет формации, распространенные здесь, т.е. слагает инъективные тела.

После детального геологического картирования узловых участков Чарской зоны стало ясно, что серпентинитовый меланж встречается здесь в двух структурных позициях.

1. В северо-восточной части Чарской структуры (в корневой зоне) меланж слагает пространство между субвертикально залегающими тектоническими пластинами и самостоятельные чешуи. Границы меланжа круто наклонены на северо-восток. По удлинению чешуи вытянуты с юго-востока на северо-запад. Сланцеватость и удлиненные глыбы в меланже ориентированы согласно с границами чешуй, залегают субвертикально.

2. В юго-западной части Чарской структуры в небольших по площади обнажениях серпентинитовый меланж залегает в подошвах тектонических покровов нижнего аллохтона (туфогенного, кремнисто-карбонатного, яшмо-спилит-диабазового). Покровы здесь залегают полого и также полого залегают тела серпентинитового меланжа. Плоскости сланцеватости наклонены под небольшими углами. Эти обрывки меланжа вместе с покровами выдавливались на поверхность в корневой зоне и, в силу физических свойств, служили смазкой при движении покровов в субгоризонтальной плоскости.

Таким образом, положение олистостром и серпентинитового меланжа в структуре Чарской зоны следующее. Олистостромовые образования в автохтоне и туфогенном покрове нижнего аллохтона слагают горизонты, согласные со структурой вмещающих толщ. Они относятся к гравитационным микститам, по классификации М.Г.Леонова. Формирование этих образований связано преимущественно с вертикальными тектоническими движениями. Олистостромы, слагающие межпокровный олистостромовый комплекс, относятся к тектоно-гравитационным микститам. Их формирование связано с разрушением фронтальных частей тектонических покровов верхнего аллохтона, т.е. с горизонтальными тектоническими движениями.

Серпентинитовый меланж сформировал субвертикально залегающие пластины в корневой зоне, его обрывки встречаются в подошвах тектонических покровов нижнего аллохтона.

Г л а в а VI

ЧАРСКАЯ ЗОНА - ЭЛЕМЕНТ ГЕРЦИНИД УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Чарская зона входит в состав Урало-Монгольского складчатого пояса. В последние годы появились новые данные о строении пояса на юге, на территории МНР; а также о структурах, принадлежащих поясу в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Используем эти литературные данные для того, чтобы проследить рассмотренные в работе покровно-корневые структуры, по крайней мере, в пределах западной части пояса (рис.24). Предлагаемая схема положения Чарской зоны в западной части Урало-Монгольского складчатого пояса является одним из возможных вариантов, которому не противоречат имеющиеся в настоящее время данные.

В описываемой в работе части Иртыш-Зайсанской складчатой системы покровно-корневые структуры обнажаются на протяжении 120 км, ультраосновные породы, сопровождающие их, в геофизических полях выражаются в виде полосы положительных магнитных аномалий высокой интенсивности. Севернее зона аномально высокого магнитного поля прослеживается на 700 км /Тектоническое ..., 1975/.

На севере, начиная от широты Семипалатинска, Иртыш-Зайсанская складчатая система перекрывается кайнозойским чехлом Кулундинской впадины и здесь, вероятно, разветвляется. Юго-западная ветвь складчатой системы обнажается на правом берегу р.Оби между городами Камень-на-Оби и Томском (Кольвань-Томский сегмент Обь-Зайсанской или Зайсан-Гобийской складчатой системы) /Хаин, 1979; Тектоника ..., 1974/. По надвигу эта ветвь Зайсанской системы граничит с Кузнецким прогибом. Северо-западная ветвь, в которую, вероятно, и уходят Чарские структуры вместе с ультрабазитами, скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты.

По данным Н.К.Куликова /1971/, в междуречье Оби и Иртыша, в их среднем течении, скважинами вскрыты серпентиниты, зеленокаменные породы и радиоляриты, содержащие радиолярии предположи-

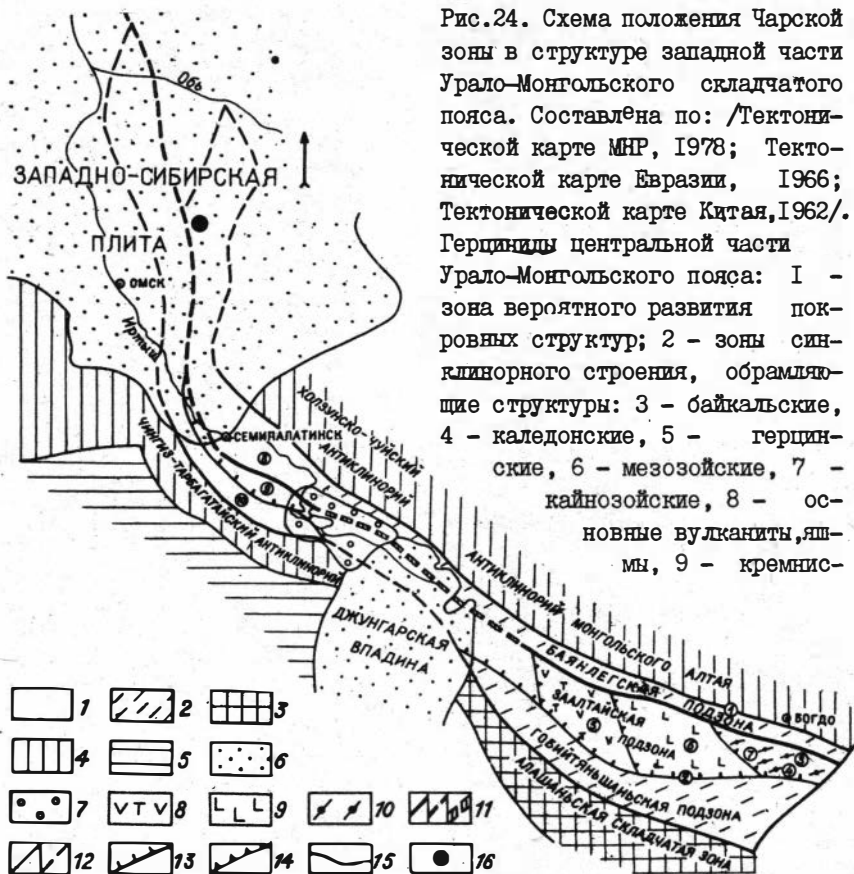


Рис.24. Схема положения Чарской зоны в структуре западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. Составлена по: /Тектонической карте МНР, 1978; Тектонической карте Евразии, 1966; Тектонической карте Китая, 1962/. Герциниды центральной части Урало-Монгольского пояса: I - зона вероятного развития покровных структур; 2 - зоны синкливного строения, обрамляющие структуры: 3 - байкальские, 4 - каледонские, 5 - герцинские, 6 - мезозойские, 7 - кайнозойские, 8 - основные вулканиты, яшмы, 9 - кремнис-

тые породы, вулканиты среднего состава; 10 - кремнисто-глинистые породы, вулканиты; 11 - корневая зона (а - по геологическим данным, б - по геофизическим данным, в - предположительно). Границы: 12 - центральной части Урало-Монгольского пояса (а - по геологическим данным, б - по геофизическим данным), 13 - зоны развития покровных структур, 14 - блоков в Заалтайской подзоне, 15 - структур в обрамлении; 16 - скважина. Цифрами на схеме обозначены: I - Булганский глубинный разлом, 2 - Барунхурайский разлом, 3 - Гурбансайханский хребет, 4 - хребет Дзолен, 5 - Барунхурайский блок, 6 - Эдэгениуруинский блок, 7 - Гурбансайханский блок, 8 - Калба-Нарымская зона, 9 - Чарская зона, 10 - Жарма-Саурская зона.

тельно девонского возраста. На тектонической карте Северной Евразии /Тектоническая ..., 1979/ полоса герцинид с блоками ультраосновных пород, приуроченных к разломам, в фундаменте Западно-Сибирской плиты протягивается на север до широты р.Васюган.

Зайсан-Гобийская складчатая система занимает осевое положение в Центрально-Азиатском (Урало-Охотском, Урало-Монгольском по другим исследователям) поясе. С юго-восточным простиранием система уходит за пределы СССР в Китай, здесь постепенно приобретает восток-юго-восточное простирание и переходит на территорию Монголии, южная ее окраина остается на территории КНР. В Монголии выделяется варисципская (герцинская) складчатая зона, простирающаяся на востоке до среднепалеозойских прогибов юга Большого Хингана /Амантов, Матросов, 1961/. Л.П.Зоненшайн и др. /1976/ объединяют Иртыш-Зайсанскую систему, Северо-Западный Китай и Южно-Монгольскую зону в область, где развиты среднепалеозойские эвгеосинклинальные комплексы. В последние годы герциниды Южной Монголии, по простиранию переходящие в Иртыш-Зайсанскую систему, называют Барун-Хурайской зоной /Дергунов и др., 1971/.

Данные о сегменте Зайсан-Гобийской системы, находящемся на территории Китая, отсутствуют, поэтому в нашей работе рассматриваются только герциниды Южной Монголии.

Южно-Монгольская, или Барун-Хурайская, зона протягивается в субширотном направлении и разделяется на западный и восточный секторы. В восточном в отличие от западного, слабо проявлен вулканизм. Западный сектор характеризуется более широким развитием эффузивных образований средне-позднепалеозойского возраста и этим напоминает центральную часть Иртыш-Зайсанской системы. Он отделен от восточного зоной субмеридиональных Хангай-Гобийских разломов. Мы попытаемся сравнить с Чарской зоной покровно-корневого строения западный сектор Южно-Монгольской зоны.

И внутри, и в обрамлении Южно-Монгольской зоны большую роль играют субширотные разломы /Тихонов, 1974/, большинство которых являются надвигами. В некоторых блоках Южно-Монгольской системы надвиги переходят в покровы и шарьжи /Суетенко, 1971; Маркова, Федорова, 1971/.

На севере структуры Южно-Монгольской зоны и Монгольского Алтая разделяет Булганский глубинный разлом, ширина зоны которо-

го местами достигает несколько километров. Перед фронтом разлома, т.е. к югу от него, располагается система надвиговых чешуй, для них определено смещение в южном направлении /Тихонов, 1974/. Многие факторы свидетельствуют о том, что Булганское нарушение является крупным надвигом, плоскость сместителя которого падает на север, движение горных масс происходило с севера на юг (т.е. по разлому Монгольский Алтай надвинут на Южно-Монгольскую герцинскую зону). Угол падения плоскости сместителя - $20-25^{\circ}$, по косвенным данным горизонтальное смещение достигает нескольких десятков км. На восток Булганское нарушение продолжает Гурбан-Сайханский разлом, для которого характерны системы крутопадающих (под углами $50-70^{\circ}$) чешуйчатых надвигов субширотного простирания.

В поперечном сечении в западном секторе Южно-Монгольской зоны выделяются с севера на юг Баянлегская, Заалтайская и Гобий-Тяньшанская подзоны.

Баянлегская подзона представлена силурийскими отложениями кремнисто-сланцевого, яшмо-спилит-диабазового состава, а также известняками, терригенными, а местами, эффузивными (андезиты) образованиями девона. Возможно, что органогенные известняки фиксируют положение барьерного рифа, обрамляющего с севера Южно-Монгольский бассейн /Зоненшайн, Маркова, 1974/. К этой подзоне тяготеет цепочка ультраосновных тел - западная часть Гобийского гипербазитового пояса. Тела размером не более 1-2 км, сложены почти нацело серпентинизированными гипербазитами и габбро, причем контакты ультраосновных пород с вмещающими зеленокаменными образованиями силура - тектонические. Продолжение Баянлегской подзоны на запад сложено примерно теми же породами, однако уменьшается количество основных вулканитов и почти совсем исчезают гипербазиты.

Структура подзоны образована чередованием на площади поднятых и опущенных тектонических клиньев. Поднятые клинья местами надвинуты на опущенные, причем видно, что движение шло с севера на юг. В качестве примера Л.П.Зоненшайн и Н.Г.Маркова /1974/ приводят Харатологайский разлом, плоскость сместителя которого наклонена на север под углами $30-40^{\circ}$, а амплитуда горизонтального перемещения - около 20 км. Клинья, как правило, имеют удлиненную форму (вытянуты в северо-западном направлении), удлинены со-

гласно с общим простираением складчатых структур. Поперечные разломы всегда более поздние. Складчатые деформации линейные, нередко наблюдаются изоклинальные складки. На юг, ближе к Заалтайскому глубинному разлому, являющемуся южным ограничением Баянлегской подзоны, возрастает степень метаморфизма отложений (вероятно, динамометаморфизма).

Заалтайская подзона занимает внутренние части Южно-Монгольской зоны. Обнаружены /Зоненшайн, Маркова, 1974/ породы только девонского, возможно, позднесилурийского возраста. В продольном направлении подзону можно разделить на частные блоки: Гурбансайханский, Эдэргэинуруинский и Барунхурайский.

Гурбансайханский блок (одноименный хребет и хребет Дзолэн) в настоящее время является наиболее изученным. Это наиболее типичный фрагмент осевой части Южно-Монгольской зоны. Опишем строение Гурбансайханского блока, по данным Л.П.Зоненшайна и Н.Г.Марковой /1974/, О.Д.Суетенко и А.С.Перфильева /1974/, А.И.Суворова и Г.Бадарча /1981/.

Разрез начинается с верхов силура – низов девона и характеризуется глинисто-кремнистыми сланцами, пачками спилитов, диабазовых порфиритов, яшм. Докаменноугольные терригенно-кремнистые отложения характеризуются наличием турбидитных (подводно-оползневых) текстур, пачек с градационной слоистостью. Выше по разрезу, в карбоне, представленном конгломератами, песчаниками с линзами известняков, появляются вулканогенные образования андезитобазальтового состава. Для Гурбансайханского блока характерно наличие многочисленных тел ультраосновных пород, обычно разделяющих линзовидные на поверхности тектонические клинья. Строение зон, насыщенных гипербазитами, аналогично зонам офиолитового (серпентинитового) меланжа. "В них на большом протяжении наблюдается сложная мозаика тектонических линз и неправильных глыб гипербазитов, габброидов и вулканогенно-кремнистых пород девонского возраста. Размер глыб и линз колеблется от нескольких десятков метров до 1 км" /Зоненшайн, Маркова, 1974, с.84/.

Данный разрез напоминает формации, слагающие нижний аллотон в Чарской покровно-корневой зоне. Л.П.Зоненшайн /1974/ и О.Д.Суетенко /1971/ считают, что в целом структура блока рисуется в виде градиозной тектонической брекчии. Плоскости сместителей большинства разломов близки к вертикальным. Южнее хребта

Гурбан-Сайхан располагается Дзоленский горст, структура которого представляется синформой, состоящей из двух самостоятельных единиц: нижней (автохтона или параавтохтона) и верхней (аллохтона). Автохтон (или параавтохтон) образован кремнисто-терригенно-вулканогенной формацией (терригенные отложения на северном крыле синформы и вулканогенные на южном). Вулканогенные образования ассоциируются с олистостромой.

Аллохтон состоит из нескольких пластин, шарьированных друг на друга. Верхняя пластина - зеленокаменно измененные спилит-диабазовые породы. Ниже залегают гипербазитовый и терригенный комплексы, иногда терригенно-карбонатный, а ниже - вновь гипербазитовый. Гипербазитовый комплекс - это серпентинитовый меланж, а терригенный - олистострома с флишоидным цементом. Л.П.Зоненшайн и Н.Г.Маркова /1974/ предполагают, что движение тектонических покровов шло с севера на юг и что структурный стиль хр.Дзолен характерен для всей Южно-Монгольской зоны.

Эдэргэинуринский блок сложен кремнисто-сланцевыми породами силура, выше залегают вулканогенно-кремнисто-сланцевые (вулканисты основного состава) девонские отложения, завершается геосинклинальный разрез дацит-андезитовой и андезитобазальтовой нижнекаменноугольной толщей. Структура блока определена системой опущенных и поднятых тектонических клиньев, причем клинья нарушены такими многочисленными тектоническими разломами, что "их можно трактовать в качестве тектонического меланжа" /Зоненшайн, Маркова, 1974, с.87/. Невольно напрашивается аналогия с мнением И.А.Ротараша и Е.А.Гредюшко /1974/, которые считают, что вся Чарская структура представляет собой зону тектонического меланжа.

Представляется интересным, с точки зрения сопоставления с Чарской зоной, геологическое строение южного склона хребта Гобийский Алтай (так называемая Гоби-Алтайская зона, по Л.П.Зоненшайну /1970/). Толща среднепалеозойских пород, обнажающаяся здесь, является переходной между фациями Баянлегской и Заалтайской зон, однако на поверхность выходит внутри Заалтайской зоны. Л.П.Зоненшайн и Н.Г.Маркова /1974/ по этому поводу пишут, что, возможно, это аллохтонная пластина, оторванная от края Баянлегской зоны и в виде шарьяжа перемешанная на юг.

Нужно заметить, что в разрезе находятся рифогенные известняки эйфеля, а также песчано-алевролитовые (граувакковые возмож-

но, туфогенные) образования верхнего девона – нижнего карбона.

А.И.Суворов и Г.Бадарч /1981/ указывают, что девонские образования, подстилающие рифогенные известняки в Цахирской подзоне (часть Гоби-Алтайской зоны, выделенная авторами), являются олистостромой. По поводу же аллохтонности некоторых комплексов они высказываются отрицательно, указывая на значительное различие разрезов Баянлегской зоны (подзоны по Зоненшайну и Марковой) и Цахирской подзоны.

Барунхурайский блок занимает крайнее западное положение в Заалтайской подзоне, сложен ниже— среднедевонскими толщами основных эффузивов, вверх по разрезу переходящими в туфогенные образования. Средне-верхнедевонские кремнисто-сланцевые образования содержат андезиты с большим количеством габброидов и диабазов. Нижний карбон (визе-намур) относится в этом блоке уже к нижней молассе (песчаники и черные сланцы). Внутренняя структура блока – система тектонических клиньев, сложенных интенсивно деформированными образованиями.

Гобийтанышаньская зона представлена породами ордовика и силура (кремнистые сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты и т.д.). Вулканиды девона слагают отдельные тектонические клинья, а нижнекаменноугольные черносланцевые толщи, относящиеся уже к нижней молассе, залегают на подстилающих резко несогласно.

В настоящее время степень изученности герцинских структур в Южно-Монгольской зоне, вероятно, гораздо ниже, чем в центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы. Однако можно наметить определенные черты сходства этих зон, позволяющие предполагать, что их развитие происходило сходно, возможно, с некоторым скольжением во времени. Обе зоны имеют покровное строение, наблюдается выполаживание структур с севера на юг в Южно-Монгольской зоне и с северо-востока на юго-запад в Иртыш-Зайсанской зоне. Состав комплексов отложений, слагающих структурные единицы очень похож. Автохтон (основание структуры) также идентичен по составу в обеих зонах, лишь возраст его по направлению от Иртыш-Зайсанской к Южно-Монгольской зоне удревняется с намора до верхнего девона /Беляев, 1983/. Формирование покровных структур закончилось одновременно, так как вулканогенный комплекс неавтохтона (средний карбон, а в Южно-Монгольской зоне, возможно, часть раннего карбона) везде несогласно перекрывает эти структуры, а основные

складкообразовательные процессы в обеих зонах приурочены к раннему карбону /Зайцев и др., 1974/.

Все сказанное резюмируем следующим образом:

1. Структуры центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы можно проследить на север в фундаменте Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным до широты р. Васюган. Данные, полученные в результате бурения, подтверждают это.

На юг и юго-восток покровные, возможно, и корневые структуры центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы продолжают через Северо-Западный Китай и Южно-Монгольскую зону до Хангай-Гобийских разломов.

2. В то время, как корнями тектонических покровов, сформировавших нижний аллохтон Чарской зоны, является крутопадающая зона в её северо-восточном борту, корнями для центральной части Южно-Монгольской зоны может явиться зона глубинных разломов, разделяющая Заалтайскую и Баянлегскую зоны.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ
ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

Сначала перечислим основные особенности этой структуры, выявленные в процессе изучения опорных участков.

Чарская зона имеет асимметричное строение. В юго-западной части зоны друг на друге последовательно залегают структурные элементы: 1. Автохтон. 2. Нижний аллохтон, состоящий из нескольких тектонических покровов. Нижняя граница нижнего аллохтона — тектоническая. 3. Межпокровный олистостромовый комплекс, его нижняя граница — стратиграфическая, несогласная. 4. Верхний аллохтон, тектонически перекрывающий нижележащие образования. Эти структурные элементы залегают друг на друге полого, в плане очертания их неправильные.

Корневая зона для нижнего аллохтона. В северо-восточном борту Чарской зоны выявлена серия круто наклоненных на северо-восток тектонических чешуй, обычно разделенных ультраосновными образованиями. Чешуи сложены породами автохтона и нижнего аллохтона. По геофизическим данным, серия чешуй прослеживается на глубину 130 км. В плане эта часть Чарской зоны прямолинейна и лишь местами смещена поперечными разломами.

Некоторые из этих особенностей отмечались и ранее. Н.А.Елисеев /1936/, а затем Ротараш и др. /1974/ и Н.В.Полянский и др. /1979/ указывали на широкое развитие в исследуемом регионе покровных структур. Е.И.Паталаха и др. /1980/ говорили о своеобразии Чарской зоны, заключающемся в субвертикальном залегании большинства комплексов пород и ультрабазитов.

Историю развития региона можно разделить на 4 этапа.

1. Ранне- и среднепалеозойское осадконакопление. В это время в центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы господствовала обстановка растяжения (рис.25,1). В прогибе, образу-

ящемся здесь, отлагаются яшмо-спилит-диабазовая, кремнисто-карбонатная, кремнистая, туфогенная, терригенная и олистостромовая формации.

Наличие олистостромовых образований, согласных со структурой вмещающих толщ в туфогенной и терригенной формациях свидетельствует о интенсификации в это время (визейский и намурский века) тектонических движений.

Положение поднятия, сложенного андезитобазальтовой и карбонатной формациями, точно установить не удастся. Вероятно, оно располагалось юго-западнее осевой части бассейна.

Обстановка растяжения в обрамляющих Иртыш-Зайсанскую складчатую систему с запада каледонских складчатых сооружениях Чингиз-Тарбагатай сменяется сжатием. Там в это время происходило формирование тектонических покровов и олистостром /Полянский, 1978/.

2. Формирование нижнего аллохтона (рис.25,II).

В центральной части Иртыш-Зайсанской системы растяжение сменяется сжатием. В осевой части бассейна образуется субвертикальная зона, где ультрабазитовые мантийные породы в виде серпентинитового меланжа с включениями фрагментов метаморфических пород и вышележащих формаций выдавливаются на поверхность. В виде тектонических покровов фрагменты формаций перемещаются в юго-западном направлении. Максимальная амплитуда перемещения покровов достигла несколько-десятков километров. Это подтверждается наличием "обрывков" разреза яшмо-спилит-диабазовой формации в виде тектонического покрова юго-западнее Чарской зоны, в Жарма-Саурской зоне /Самыгин, 1982/.

Зона, из которой происходило выжимание тектонических покровов, трактуется как корневая. Остатки покровов в корневой зоне стоят "на головах". В плане она почти прямолинейна и описывалась многими из предыдущих исследователей как зона глубинного разлома /Муратов, Славин, 1953 и др./.

В юго-западной части Чарской зоны, где в современной структуре останцы тектонических покровов залегают полого, в их подошвах сохранились фрагменты серпентинитового меланжа.

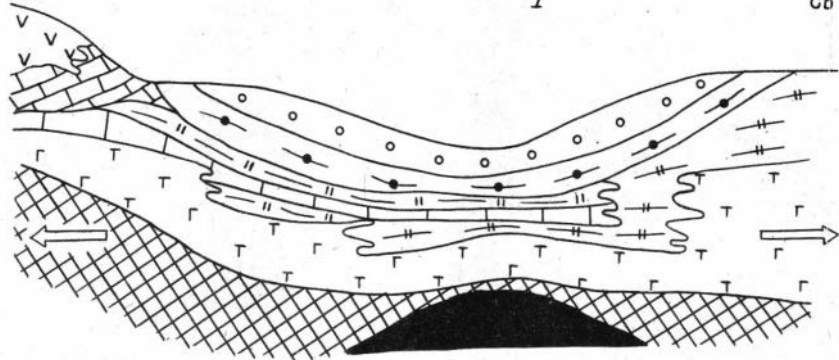
3. Формирование верхнего аллохтона и межпокровного олистостромового комплекса (рис.25,III).

В это время в исследуемом регионе продолжает преобладать

Ю3

I

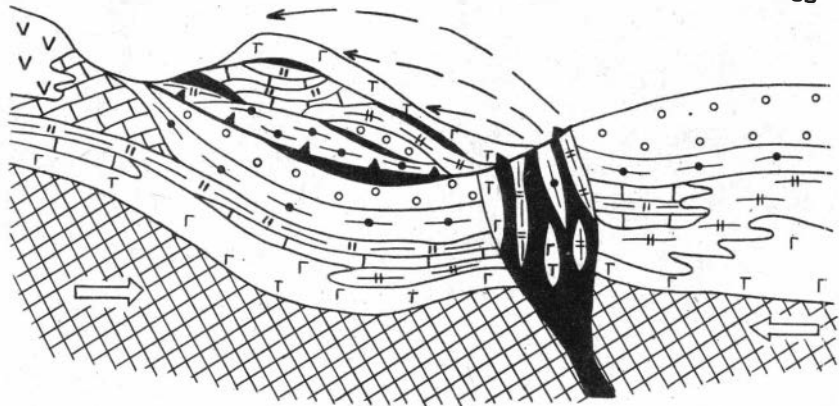
CB



Ю3

II

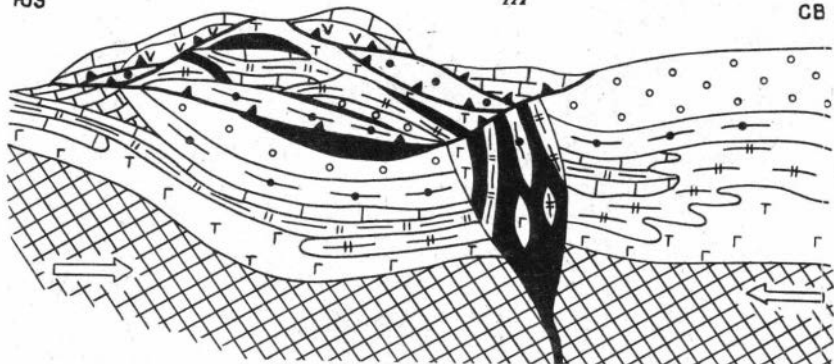
CB



Ю3

III

CB



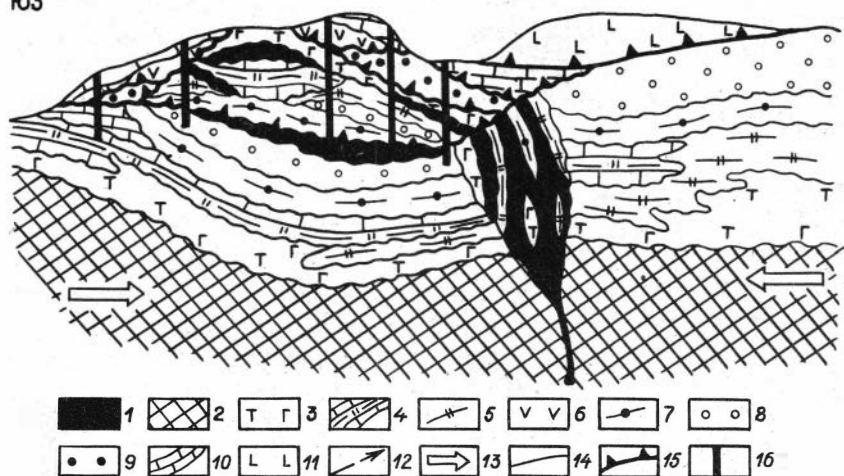


Рис.25. Этапы формирования современной структуры Чарской зоны (I, II, III, IV).

I - ультрабазиты; 2 - метаморфический слой. Формации: 3 - яшмо-спилит-диабазовая, 4 - кремнисто-карбонатная, 5 - кремнистая, 6 - андезитобазальтовая, 7 - туфогенная, 8 - терригенная, 9 - олистостромовая, 10 - карбонатная; II - трахиандезитовый комплекс; 12 - направление движения тектонических покровов; 13 - преобладающее напряжение; 14 - границы формаций; 15 - границы структурных элементов; 16 - вертикальные разломы.

сжатие. Андезитобазальтовая и карбонатная формации в виде тектонических покровов перекрывают автохтон, нижний аллохтон вместе с корневой зоной. Скорость движения покровов была такова, что разрушающаяся фронтальная их часть отлагалась в виде олистостромы. Затем олистостромовая формация перекрывается надвигающимися покровами и меланжирруется.

Тектонические покровы при движении деформируют кровлю подстилающих отложений. Если внизу залегает серпентинитовый меланж, то серпентиниты, в силу своей пластичности, проникают в трещины надвигающегося покрова, заполняют неровности и т.д.

Направление движения андезитобазальтового и карбонатного покровов однозначно установить не удастся в связи с тем, что их корневая зона в настоящее время неизвестна. Предположительно покровы перемещались с юго-запада на северо-восток, об этом свидетельствует общее падение подошвы верхнего аллохтона на юго-запад.

4. Складчатость и формирование вертикальных тектонических нарушений (рис. 25, IV).

При продолжающемся сжатии формируется система складок. Преобладающее простирание шарниров складок – северо-западное. Одновременно на крыльях складок образуются субвертикальные разрывы незначительной (несколько десятков метров) амплитуды.

Складчатостью завершается формирование современной структуры Чарской зоны. В среднем карбоне она перекрывается горизонтально залегающим трахиандезитовым комплексом – неавтохтоном /Полянский и др., 1979/.

Накопление осадков, постепенное выведение мантийных образований к поверхности охватывает весь ранний и средний палеозой. Однако максимальной активности тектонические движения достигают в посленаморское время. Это выражается в разрыве сплошности отложений и покровообразовании. Следовательно, смена режима растяжения сжатием в Иртыш-Зайсанской складчатой системе, располагающейся между каледонскими сооружениями Казахстана и Алтае-Саянской области, приходится на рубеж между ранне- и позднегерцинскими этапами развития (намор – средний карбон).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы сводятся к следующему:

1. Чарская зона имеет покровно-корневое строение. В ее пределах на основании анализа взаимоотношений формаций и слагаемых ими покровов и чешуй выделены следующие структурные элементы: автохтон, нижний аллохтон, межпокровный олистостромовый комплекс, верхний аллохтон. В северо-восточном борту структуры находится корневая зона нижнего аллохтона. Автохтон представлен терригенной и олистостромовой формациями; нижний аллохтон - туфогенной, кремнистой, кремнисто-карбонатной, яшмо-спилит-диабазовой и ультрабазитовой; межпокровный олистостромовый комплекс - олистостромовой; верхний аллохтон - андезитобазальтовой и карбонатной, в корневой зоне наблюдаются тектонические чешуи, сложенные формациями нижнего аллохтона и автохтона.

2. Формации автохтона в современной структуре слагают обрамление зоны и ее основание, нижнего аллохтона - пологие тектонические покровы в юго-западном борту Чарской структуры и крутые тектонические чешуи в корневой зоне. Олистостромовая формация межпокровного олистостромового комплекса полого с разрывом перекрывает автохтон и нижний аллохтон. Формации верхнего аллохтона слагают пологие тектонические покровы.

Нижний аллохтон, межпокровный олистостромовый комплекс и верхний аллохтон выполняют сопряженные син- и антиформные структуры, в северо-восточном борту расположена зона корней нижнего аллохтона, круто наклоненная на северо-восток и уходящая на большую глубину.

3. Серпентинитовый меланж (ультрабазитовая формация) выполняет пространство между крутыми тектоническими чешуями в корневой зоне, в северо-восточном борту Чарской зоны, прослеживается по геофизическим данным до глубины 130 км, иногда его фрагменты присутствуют в подошвах останцов тектонических покровов нижнего аллохтона в юго-западной части структуры.

Выделяется три комплекса олистостром, различающихся по составу, возрасту и занимаемому структурному положению. Олистострома в автохтоне слагает горизонты, согласные со структурой вмещающих терригенных образований. Олистострома в тектоническом покрове туфогенного состава нижнего аллохтона также выполняет горизонты, согласные со структурой вмещающей формации. Оба эти комплекса олистостром относятся к гравитационным микститам. Образование олистостромовой формации, слагающей межпокровный олистостромовый комплекс, связано с разрушением фронтальной части тектонических покровов, она относится к тектоно-гравитационным микститам.

4. Предложена схема последовательности формирования современной структуры Чарской зоны, включающая четыре этапа:

а. В обстановке растяжения в осевой части бассейна и на сопряженном с ним поднятии отлагаются формации автохтона, нижнего аллохтона и верхнего аллохтона.

б. В условиях сжатия в осевой части бассейна образуется зона, из которой на поверхность выжимаются ультрабазиты вместе с тектоническими покровами, сложенными вышележащими формациями. Формируется нижний аллохтон.

в. В результате перемещения тектонических покровов андезитобазальтового и карбонатного состава формируются межпокровный олистостромовый комплекс и верхний аллохтон.

г. В обстановке сжатия происходит складчатость и формируется сеть субвертикальных тектонических нарушений.

Формирование структуры центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы приходится на рубеж между ранне- и позднегерцидскими этапами развития (ранний - средний карбон).

5. Продолжение Чарской зоны прослеживается на север под чехлом Западно-Сибирской плиты в ее фундаменте до широты р. Васюган, а на юг и юго-восток через Северо-Западный Китай и Южно-Монгольскую зону до Хангай-Гобийских разломов.

Корни тектонических покровов нижнего аллохтона Чарской зоны расположены в ее северо-восточном борту, корни покровов центральной части герцидид Южной Монголии могут находиться в зоне глубинного разлома, разделяющего Баянлегскую и Заалтайскую зоны.

ЛИТЕРАТУРА

АЖИРЕЙ Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 154 с.

АМАНТОВ В.А., МАТРОСОВ П.С. Основные черты неотектонического развития и размещения структур Монголии в системе Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. - В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской области. Л.: Наука, 1961, с.183-206. (Тр. ВСЕГЕИ, т.58).

БАНДАЛЕТОВ С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 155 с.

БЕЛОСТОЦКИЙ И.И. Зоны меланжа и хаотических структур. - В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1977а, с.63-80.

БЕЛОСТОЦКИЙ И.И. Некоторые вопросы кинематики и динамики шарьяжей. - В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977б, с.85-105.

БЕЛОСТОЦКИЙ И.И. Тектонические покровы. - В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1977в, с.120-150.

БЕЛОСТОЦКИЙ И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.

БЕЛЯЕВ С.Ю. Тектоника южной части Чарской покровно-чешуйчатой зоны. - Геол. и геоф., 1982а, № 1, с.56-64.

БЕЛЯЕВ С.Ю. Особенности геологического строения центральной части Чарской покровно-чешуйчатой зоны. М.: ИГиГ СО АН СССР, 1982б. 9 с. Рукопись деп. в ВИНТИ, 06.05.82, № 4430-82).

БЕЛЯЕВ С.Ю. Чарская покровно-чешуйчатая зона герцинид Иртыш-Зайсанской складчатой области. - Геол. и геоф., 1983, № 6, с.39-46.

БЕЛЯЕВ С.Ю., БУСЛОВ М.М. Геологическое строение центральной части гор Аркалык (Северо-Восточный Казахстан). - В кн.: Проблемы стратиграфических и структурных исследований. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.63-73.

БЕЛЯЕВ С.Ю., СОЛОВЬЕВ Р.В. О составе и структурном положении кокпектинской свиты центральной части Иртыш-Зайсанской складчатой системы. М.: ВИНТИ, 1981, № 4128-81. 19 с.

БЕЛЯЕВ С.Ю., ХОМЯКОВ В.Д. Структурно-вещественная характеристика северо-западной части Чарского офиолитового пояса. - В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с.57-64.

БЕЛЯЕВ С.Ю., ЧИКОВ Б.М. Олистостромовые образования в бассейне среднего течения р.Онон (Забайкалье). - Геол. и геоф., 1980, № 5, с.36-42.

БЕСПАЛОВ В.Ф. Система тектонических покровов Казахстана. - Геотектоника, 1980, № 2, с.78-94.

БИЛЛИНГС М.П. Структурная геология. М.: Изд. иностр. лит-ры, 1949. - 317 с.

БУЛИН Н.К., ПРОХИНА Е.А., БУБНОВА В.И. и др. Глубинное строение Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным. - Сов. геол., 1969, № 4, с.97-109.

БУРГМАН В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973, 96 с.

ГАВРИЛОВА С.П. Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смития. - Изв. вузов. - Геол. и разв., 1959, № 12, с.84-100.

ГАЛДИН Н.Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4, с. 66-83.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Восточно-Казахстанская. Об. зап. Алма-Ата: Наука, 1979. 182 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ формации (осадочные и вулканогенные). Зайсанской складчатой системы. М.: Наука, 1972. 232 с.

ГРЕДИШКО Е.А., РОТАРАШ И.А., САМЫГИН С.Г. Олистостромовые комплексы Юго-Западного Алтая. - Докл. АН СССР, 1978, т.243, № 1, с.171-174.

ДАВИДЕНКО В.В., ИПАТОВ А.Я., КИСЕЛЕВ А.К. Вопросы стратиграфии силура и девона Чарской структурно-фациальной зоны. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 5(56), с.16-21.

ДЕННИС Дж. Международный словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.

ДЕРГУНОВ А.Б., ЗАЙЦЕВ Н.С., МОССАКОВСКИЙ А.А. и др. Герцикиды Монголии и проблемы Палео-Тетиса. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с.87-104.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ЕРМОЛОВ П.В., ХОМЯКОВ В.Д. Офиолиты и состав фундамента Зайсанской геосинклинали. - В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 196-218.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ПОНОМАРЕВА Л.Г. Новые данные о составе и возрасте Зайсанской геосинклинали. - Геол. и геоф., 1969, № 3, с.121-125.

ЕЛИСЕЕВ Н.А. Геологический очерк Калбы. - В кн.: Большой Алтай. М.: Изд-во АН СССР, 1936, т.2, с.117-176.

ЕРМОЛОВ П.В., КУЗЬБЫЙ В.С., ПОЛЯНСКИЙ Н.В. Состав и строение кристаллического фундамента Зайсанской складчатой системы. - Докл. АН СССР, 1978, т.249, № 4, с.922-925.

ЕРМОЛОВ П.В., ПОЛЯНСКИЙ Н.В., ДОБРЕЦОВ Н.Л. и др. Офиолиты Чарской зоны. - В кн.: Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981, с.103-178.

ЗАЙЦЕВ Н.С., ЗОНЕНШАЙН Л.П., МАРКОВА Н.Г. и др. Тектоника Монголии. - В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с.125-138.

ЗОНЕНШАЙН Л.П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса: Автореф. докт. дисс... М., 1970. 37 с.

ЗОНЕНШАЙН Л.П. Модель развития геосинклинали процесса (на примере Центрально-Азиатского пояса). - В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с.11-35.

ЗОНЕНШАЙН Л.П., КУЗЬМИН М.И., МОРАЛЕВ В.Н. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 223 с.

ЗОНЕНШАЙН Л.П., МАРКОВА Н.Г. Среднепалеозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы. Западный сектор Южно-Монгольской зоны. - В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с.76-91.

ИНОСТРАНЦЕВ А.А. Геология. Общий курс. Изд. 5-е. М - СПб., 1914, т.1. 592 с.

ИПАТОВ А.Я. Новые данные по стратиграфии карбона Калбы. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, № 2, с.35-45.

КАЗЬМИН В.Г. К проблеме "Альпийского меланжа". - Геотектоника, 1971, № 2, с.19-29.

КНИППЕР А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. - Геотектоника, 1971, № 6, с.87-100.

КНИППЕР А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской склад-

чатой области юга Европы, западной части Азии и Кубн: Автореф. докт. дисс... М.: 1973. 33 с.

КНИППЕР А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.

КНИППЕР А.Л., РУЖЕНЦЕВ С.В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс. - В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с.8-19.

КОВАЛЕВ А.А., КАРЯКИН Ю.В. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития). - В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975, с.75-85.

КУЛИКОВ Н.К. Происхождение Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Проблемы происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1971, с.5-148. (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, вып.46).

ЛЕОНОВ М.Г. О разрушении фронтальной части надвигов. - Докл. АН СССР, 1970, т.193, № 3, с.888-891.

ЛЕОНОВ М.Г. Олистохромы и их генезис. - Геотектоника, 1978, № 5, с.18-34.

ЛЕОНОВ М.Г. Олистохромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып.344).

ЛЮБЕЦКИЙ В.Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1965, № 6, с.15-21.

МАРКОВА Н.Г., ФЕДОРОВА М.Е. О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере Юго-Западной Монголии. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с.104-115.

МАТВЕЕВСКАЯ А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М.: Наука, 1969. 286 с.

МОИСЕЕВ А.С. Введение в геотектонику. Л.: Изд-во ЛГУ, 1939. 177 с.

МУРАТОВ М.В., СЛАВИН В.И. Краткий геологический очерк Калбы. - В кн.: Очерки по геологии Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1953, вып.16, с.1-84.

НЕСТЕРОВ Е.М. О латеральном изменении плотности горных пород Зайсанской складчатой системы. - Вестн ЛГУ, 1979, вып.4, № 24, с.34-39.

НЕХОРОШЕВ В.П. Геологическая карта Алтая. Масштаб 1:500 000. Об. зап. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 258 с.

- НЕХОРОШЕВ В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 307 с.
- ОБРУЧЕВ В.А. К стратиграфии и геологии Калбинского хребта.- Горные и золоторудные известия, 1912, № 9, с.15-17.
- ПАДУРОВ Н.Н. Маршрут Семипалатинск - Кокпекты. - Изв. Геол. Ком., 1926, т.46, № 6, с.705-714.
- ПАТАЛАХА Е.А., БЕЛЫЙ В.А. Офиолиты и тектоника Казахстана.- В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980, с.42-53.
- ПАТАЛАХА Е.А., БЕЛЫЙ В.А. Офиолиты Итмурунды - Казыкской зоны. - В кн.: Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981, с.7-102.
- ПАТАЛАХА Е.И., ЛУКИЕНКО А.И. Гранитоидный плутонизм и тектоника палеозойд Восточного Казахстана. - Изв. АН КазССР. Сер., геол., 1980, т.252, № 1, с.182-195.
- ПЕЙВЕ А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с.5-24.
- ПЕЙВЕ А.В., ШТРЕЙС Н.А., КНИЩЕР А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, 1971, т.196, № 3, с.657-659.
- ПОЛЯНСКИЙ Н.В. Нижнекаменноугольные олистостромы центральной части Зайсанской складчатой области. - Докл. АН СССР, 1978, т.241, № 3, с.674-677.
- ПОЛЯНСКИЙ Н.В., ДОБРЕЦОВ Н.Л., ЕРМОЛОВ П.В. и др. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса. - Геол. и геофиз., 1979, № 5, с.66-78.
- РЕШЕНИЯ междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1976. 76 с.
- РОТАРАШ И.А., ГРЕДЛОШКО Е.А. История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области. - Геотектоника, 1974, № 4, с.73-79.
- РОТАРАШ И.А., КЛЕПИКОВ Н.А., ГРЕДЛОШКО Е.А. Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. - Геотектоника, 1980, № 4, с.52-62.
- РОТАРАШ И.А., САМЫГИН С.Г., ГРЕДЛОШКО Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае. - Геотектоника, 1982, № 1, с.44-59.
- РУЖЕНЦЕВ С.В. Особенности структуры и механизм формирования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с.

ГУЖЕНЦЕВ С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 169 с.

САМЫГИН С.Г. Карабогинский тектонический покров в хр.Тарбагатай (Восточный Казахстан). - Докл. АН СССР, 1982, т.262, № 2, с.426-430.

СЕВРЮГИН Н.А. Геологическое строение Семипалатинского района. - Сов. геол., 1959, № 8, с.15-32.

СЕВРЮГИН Н.А., ЛИВШИЦ М.Б., СИНДИН И.К. Геологическое строение юго-западной части Зайсанской эвгеосинклинали. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1965, с.203-271.

СОКОЛОВ С.Д. Олигостромовые толщи и поздне меловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.

СОКРАТОВ Г.И. О верхнем палеозое Южной Калбы (Восточный Казахстан). - Зап. Ленинг. горн. ин-та, 1958, т.33, вып.2, с.209-220.

СУВОРОВ А.И., БАДАРЧ Г. Звалтайский глубинный разлом и его роль в структуре герцинид Юго-Западной Монголии и смежных территорий. - В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с.167-182.

СУЕТЕНКО О.Д. Тектоника палеозойд Юго-Восточной Монголии. - Автореф. канд. дисс... М.: 1971. 29 с.

СУЕТЕНКО О.Д., ПЕРФИЛЬЕВ А.С. Среднепалеозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы. Восточный сектор Южно-Монгольской зоны. - В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с.91-98.

ТЕКТОНИКА Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 181 с.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ карта Евразии. М.: ГУГК, 1966.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ карта Китая. Л.: Гостеолтехиздат, 1962.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ карта Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1978.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ карта Северной Евразии. Л.: ЛО Аэрогеология, 1979.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ строение Казахстана. /Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.Д. и др. Алма-Ата: Наука, 1975. 169 с.

ЧЕТЯЕВ М.М. Основы геотектоники. Л.-М.: ОНТИ, 1934. 288 с.

ТИХОНОВ В.Н. Разломы. - В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с.196-208.

ТОЛКОВЫЙ словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1978, т.2. 588 с.

ХАИН В.Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 6, с.23-36.

ХАИН В.Е. Очередные проблемы региональной геотектоники СССР. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 5, с.27-45.

ХАИН В.Е. Об основных эпохах офиолитообразования в истории Земли. - В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с.147-159.

ХЕН М.Г. Внутреннее строение Чарской структурно-фациальной зоны Зайсанской геосинклинали. - В кн.: IX научная конференция профессорско-преподавательского состава Усть-Каменогорского пединститута. г.Усть-Каменогорск, Восточно-Казахстанское изд-во, 1968, с.233-237.

ХИСАМУТДИНОВ М.Г. Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-формационных зон Зайсанской геосинклинальной области. - Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т.94, с.76-91.

ХИСАМУТДИНОВ М.Г., АВРОВ Д.П., ВАСИЛЕВСКАЯ Е.Д. и др. Геологические формации Зайсанской складчатой системы. М.: Недра, 1972. 232 с.

ХОРЕВА Б.Я. О возрасте пород Курчумо-Кальджирского водораздела. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с.39-72.

ШЛЫГИН А.Е. Геологическое развитие и эволюция земной коры в Юго-Восточном Казахстане. - Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1971, т.22, с.6-22.

ЭЛЬТЕР П., ТРЕВИЗАН Л. Олистостромы в тектонической истории Северных Аппенин. - В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с.183-195.

ЩЕРБА И.Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. - Геотектоника, 1975, № 5, с.97-108.

ЩЕРБА Б.Н., Дьячков Б.А., НАХТИГАЛЬ Г.П. Жарма-Саурский геотектоген. Алма-Ата: Наука, 1976. 198 с.

ЩЕРБА Г.Н., ДЯЧКОВ Б.А., НАХТИГАЛЬ Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калон. Алма-Ата: Наука, 1984. 239 с.

BAILY E., McCALLIEN W. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolien thrust. - In: Trans. Roy. Soc. Edinburg, v.62, pt.2, 1951-1953, p.41-49.

FLORES G. Discussion 1V World Petrol. Congr. Rome, 1955, s.24-25.

GANSSER A. Ausseralpine ophiolithprobleme. - Eclog. geol. helv., 1959, v.52, N 2, p.137-157.

GANSSER A. The ophiolitic melange, a world-wide problem on tethyan examples. - Eclog. geol. helv.2, 1974, v.67, N 3, p.479-507.

GREENLY E. The geology of Angelsey. - Great Britian Geol. Surv. Met. L., 1919, p.17-28.

HSÜ K. Principles of Melanges and their bearing in the Franciscan - Knoxville Paradox. - Bull. geol. Soc. Amer., 1968, v.79, N 8, p.110-121.

RICHTER D. Olistostroma, olistolite, olistostrima ed olistopacca, elementi carratteristici di processi de schivolamento e di residimentazione dovuti a movimenti tettogenetici sinsedi-
menzari in regioni geosiclinali. - Boll. Serv. geol. Ital., 1975, v.96, N 2, 371-417.

SCHWANN W. Flysch, Olistostrome und Gleitdecken im Harz.-
Zeitsch. Geol. Ges., 1974, Bd. 125, N 2, s.253-267.

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
Глава I. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ..	8
Глава II. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЧАРСКОЙ ЗОНЫ	25
Глава III. ФОРМАЦИИ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ	30
Терригенная формация	30
Олигостромовая формация	34
Кремнисто-карбонатная формация	42
Кремнистая формация	43
Карбонатная формация	44
Туфогенная формация	45
Яшмо-спилит-диабазовая формация	46
Андезитобазальтовая формация	47
Ультрабазитовая формация	48
Глава IV. СТРУКТУРА ЧАРСКОЙ ЗОНЫ	53
Автохтон	53
Нижний аллохтон	57
Корневая зона	63
Межпокровный олигостромовый комплекс	68
Верхний аллохтон	71
Общая характеристика структуры	78
Глава V. Олигостромы, серпентинитовый меланж и их место в структуре Чарской зоны	80
Олигостромы	80
Серпентинитовый меланж	89
Глава VI. ЧАРСКАЯ ЗОНА - ЭЛЕМЕНТ ГЕРЦИНИД УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	94
Глава VII. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ	102
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	107
ЛИТЕРАТУРА	109

План выпуска изданий СО АН СССР, 1985 (монографии), поз. I5

Сергей Юрьевич Беляев

ТЕКТОНИКА ЧАРСКОЙ ЗОНЫ
(Восточный Казахстан)

Ответственный редактор

Чермен Бейбулатович Борукаев

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А. Довгаль

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 25.02.85. МН 05063.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 7,5+1вкл. Уч.-изд.л. 6,8.
Тираж 500.. Заказ 84. Цена 50 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
предлагает следующие книги по тектонике

1. Главные тектонические комплексы Сибири. (К Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Сб. науч. тр. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979. 151 с. 1 р. 40 коп.

2. Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды. (К Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Сб. науч. тр. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980. 127 с. 1 р. 10 коп.

3. Тектоника Байкальского рифейского мегакомплекса Сибири. (К Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Сб. науч. тр. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981. 114 с. 0-50 коп.

4. Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Сб. науч. тр. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984. 169 с.

5. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 189 с. 3 р. 20 коп.

6. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. 20 п.л. 3 р. 50 коп.

7. Тектоника Сибири. Т. 12. Тектоника активизированных областей. Новосибирск: Наука, 1985. 18 п.л. 3 р. 20 коп.

Готовится к выпуску в IV квартале 1985 г. в Сибирском отделении Издательства "Наука".

Вотях О.А. Введение в геотектонику. Новосибирск: Наука, 1985. 20 п.л. 3 р. 50 коп.

Заказы направляйте по адресу:

630090 Новосибирск, 90, Университетский пр. 3.
Редакционно-издательский отдел.